Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen philosophischen Fakultät (II. Sektion)

der

Kgl. Bayer. Ludwig-Maximilians-Universität zu München

vorgelegt von

Ernst Kraus.

Tag der mündlichen Prüfung 4. September 1914.

Sonderabdruck aus den Geognostischen Jahresheften 1915, XXVIII. Jahrgang.
Mit 1 geologischen Karte 1 : 25 000 und 14 Textfiguren.

München.
Kgl. Hof- und Universitäts-Buchdruckerei von Dr. C. Wolf & Sohn.
1915.

Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen philosophischen Fakultät (II. Sektion)

der

Kgl. Bayer. Ludwig-Maximilians-Universität zu München

vorgelegt von

Ernst Kraus.

ACAD. LUGD. BAT. BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung 4. September 1914.

Sonderabdruck aus den Geognostischen Jahresheften 1915, XXVIII. Jahrgang.
Mit 1 geologischen Karte 1 : 25 000 und 14 Textfiguren.

München.
Kgl. Hof- und Universitäts-Buchdruckerei von Dr. C. Wolf & Sohn.
1915.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547407_0053

Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau.

Von

Dr. Ernst Kraus.

(Mit 1 geologischen Karte 1 : 25 000 und 14 Textfiguren.)

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit einem Gebiete, in welchem der Bayerische Wald gegen Süden in das Tertiärland übergeht. Seit den bereits geraume Zeit zurückliegenden Übersichtsaufnahmen Gümbels ist hier geologisch nur wenig gearbeitet worden. Wenn daher als Grundlage dieser Arbeit eine erste genaue Aufnahme im Maßstab 1 : 25 000 gemacht werden sollte, so waren sehr eingehende Voruntersuchungen notwendig. Der Charakter der überaus aufschlußarmen Gegend und die Berücksichtigung der in nichtgebirgigen Landteilen wichtigen wirtschaftlichen Momente bedingten eine wesentlich andere Methode der Aufnahme als in gebirgigen Lagen. Schon bei den Voruntersuchungen trat eine solche Fülle von Einzelfragen entgegen, daß die Bearbeitung auf die zunächst wichtigen Punkte beschränkt werden mußte. Dies gilt sowohl bezüglich rein geologischer als ganz besonders bezüglich bodenkundlicher Fragen. Die Berücksichtigung der letzteren war dadurch sehr erschwert, daß die spezielle Bodenkunde noch recht wenig ausgebildet ist. Auch der Umstand veranlaßte eine gewisse Ungleichmäßigkeit in der Bearbeitung, daß manche Horizonte, vor allem diejenigen des Jura und der Kreide, stark bedeckt, jetzt noch unvollkommener als früher aufgeschlossen sind. Die tektonischen Folgerungen aus den etwas eigenartigen Lagerungsverhältnissen, welche den eigentlichen Ausgangspunkt dieser Arbeit bildeten, mußten bei der starken Überdeckung des Gebietes ebenfalls an Sicherheit einbüßen.

Sowohl bei der Aufnahme als bei der Untersuchung der gesammelten Proben stellte sich immer klarer jener große Unterschied heraus, der zwischen einer mit der geologischen Aufnahme verbundenen bodenkundlichen Übersichtsaufnahme und einer speziellen Bodenkarte zu machen ist. Die vorliegende Karte will, abgesehen von den geologischen Angaben, nur eine Übersicht über die vorhandenen Böden geben. Bezüglich der bei der Aufnahme, Untersuchung und Darstellung befolgten Methoden, welche ihre Ausbildung vorwiegend agronomischen Gründen verdanken, muß auf die auf S. 164 bis 167 abgedruckten „Bemerkungen zur Karte des Gebietes“ verwiesen werden.

Einleitung.

Geographische Angaben.

Das bearbeitete Gebiet zerfällt in zwei wesentlich verschiedene Teile; etwa die nördliche Hälfte gehört noch den kristallinen Gesteinen des Bayerischen Waldes an, die südliche ist bereits ein Stück der bayerischen Hochebene. Orographisch prägt sich diese Zweiteilung in keiner Weise aus.

Wenn man die Höhen des Gebietes vergleicht, so zeigt sich, daß sowohl dem Durchschnitt nach, wie absolut die bedeutendsten Höhen im Süden[1]) liegen. Am höchsten (469,8 m) erhebt sich die Gegend im Südosten an der alten Reichsstraße von Ortenburg über Fürstenzell nach Österreich. Gegen den Bayerischen Wald zu muß man ca. 5 km von Windorf (an der Donau) nordnordöstlich gehen, bis man den nächsten höheren Rücken, den Büchelberg, mit 492 m erreicht. Die Höhe von Ruhstorf (östlich von Windorf), welche sich von der Donau aus über die Talebene an ihrem Fuß so sehr hervorhebt, besitzt nur 440 m und setzt sich nach Norden und Osten zu in ein besonders gegen die Donau (300 m) sehr tief zerschnittenes Plateau fort, dessen allgemeine Höhe allerdings um einiges über das allgemeine Niveau des unmittelbar südlich der Donau liegenden Gebietes emporragt.

Allmählicher steigt dieser südliche Gebietsteil zu dem stark zerteilten großen Quarzschottergebiet[2]) an, welches im Südosten entwickelt ist. Es hat keinen Plateaucharakter, sondern ist durch die im Norden regelmäßiger als im Süden verlaufenden tief eingreifenden Täler in einen langen Rücken geteilt, welcher von der höchsten Höhe im Südosten bis zu dem noch plateauartigen Abschluß beim Waldhof hinzieht, und der sich besonders nach Norden in verschiedene Zweige auflöst. Die auffallend unruhige Talgliederung mit den verhältnismäßig recht stark geneigten Gehängen bringt es mit sich, daß diese Höhenzüge die einzigen Richtungen mit gleichmäßigem, nur am Rand bedeutendem Gefälle sind; daher verlaufen auch alle großen Straßen auf ihnen. Die besondere geologische Bedeutung dieser Höhenzüge wird näher zu besprechen sein.

In scharfen Gegensatz zu diesen östlichen Geländeformen treten die sanft geneigten weiten Flächen im Westen, wo sich Mergel, Letten und feine Sande ausbreiten. Doch erscheinen auch hier steilere Talgehänge vornehmlich an den Stellen, welche, wie im Osten, größere Quarzschotterpartien aufweisen. Denn genau so, wie im Tal der den Osten von dem Westen trennenden Wolfach das östliche Schotter-Gehänge weit steiler emporsteigt als die westliche Seite mit ihren feinen Sedimenten, so wiederholt sich dieser mit der Art der Gesteine zusammenhängende morphologische Charakter in den kleineren und kleinsten Tälchen. Besieht man sich daraufhin die Täler im Tertiärgebiet, so bemerkt man diese Regel nur von wenigen Ausnahmen unterbrochen. Besonders schön tritt sie in den ganz kleinen Senken auf, deren verschiedene Gehängeneigung auf der Karte nur wenig deutlich wird. Es ist eine nicht nur in der Ortenburger Gegend, sondern im ganzen nördlichen Tertiärgebiet der bayerischen Hochebene zu verfolgende Erscheinung, daß die Talseiten, an welchen die tertiären Schottermassen zu Tage treten, weit steiler ansteigen, als jene mit feineren Sedimenten. Dabei ist darauf aufmerksam zu machen, daß wenigstens in dem bearbeiteten Gebiet die überwiegende Mehrzahl aller Täler in jenem Sinne einseitige Täler sind.

Die Neigungswinkel der Talseiten hängen jedenfalls mit dem verschiedenen Böschungswinkel zusammen, welchen die verschiedenartigen Gesteine bei ihrer Abtragung bilden. Das Wasser läuft, wenn es die feinsandigen Letten und Mergel einmal imbibiert hat, allmählich oberflächlich ab, während es in den Schottern tief eindringt, sich sammeln kann und so eine kräftigere unterhöhlende Spülung bewirkt; auch können die meist nicht verbundenen Schotterbestandteile zu Zeiten von starken Wasserbewegungen leicht fortgeschafft werden. Daß so viele der Täler einseitig sind, dürfte mit dem gleichen Grund zusammenhängen; da sich an den Grenzen von Schotter und unterliegender Mergel- oder Letten-Schicht immer mehr Wasser ansammeln muß, als etwas entfernt davon, so werden diese Stellen bei der Erosion begünstigt sein; die Abtragung wird aber gegen den lockeren Schotter hin fortschreiten unter Bildung eines steileren Gehänges. An ganz kleinen derartig ungleichseitigen

---

[1]) Siehe L. Wassner „Das Donautal Pleinting-Passau-Aschach", eine geol. Skizze, A.G. Passavia 1900.

[2]) Diese tertiären Schottermassen gewähren ein sehr charakteristisches Landschaftsbild. Sie nehmen die Kuppen der Hügel oder ihre steilen Gehänge ein, welche wasserarm meist nur von einer dürftigen Vegetation (Kiefer, Birke, gelber Ginster, Calluna, Heidelbeere, Flechten) bedeckt sind. In trockenen Sommern werden sie sogar an vielen Stellen kahl und die hervortretenden weißen Quarze zusammen mit den rötlichen Halmen verdorrter Gräser bedingen von weitem ganz eigenartige Farbenwirkungen.

Tälchen sind die Neigungen am stärksten; so zeigt z. B. eine kleine Rinne NW. vom Schuster (nahe dem W.-Rand im Süden) an ihrer lehmigen SW.-Seite 10° Böschung, an ihrer kiesigen NO.-Seite bis 25°.

Bei annäherndem S.-N.-Verlauf liegen die flacheren Gehänge mit ziemlicher Regelmäßigkeit an der westlichen Talseite. Als Beispiele sind besonders das Wolfachtal, ein Talstück zwischen Unter- und Ober-Iglbach (im SW.), dann die Tallinie SO. vom Schloder und S. vom Rauscher zu nennen; hieher gehören auch die verschiedenen Verästelungen des Voglarner Tals im Osten. Da die flachen Talseiten meist zugleich von einer ziemlich zusammenhängenden Lößdecke überzogen sind, welche den steileren fehlt, könnte man den Löß, der von Westen hergetrieben sich im Windschatten ablagerte, für diese Erscheinung verantwortlich machen. Dafür ist jedoch diese Decke zu dünn; sie fehlt den Ostseiten, weil sie sich hier an den steileren, stärker erodierten Schotter-Hängen nicht halten konnte.

Eine andere Beobachtung möge noch von der Wolfach erwähnt werden. In äußerst vielgestaltigen kleinsten Windungen schlängelt sich dieser Bach auf seinem breiten Lettengrund mit geringem Gefälle nach Norden. Ganz plötzlich bei Neustift, wo er mit schwach ausgeprägtem Trichter in das Granitgebiet eintritt, ändert sich der Charakter des Laufes vollkommen. Die Windungen zweiter Ordnung haben hier völlig aufgehört, das Bett ist festgelegt und die Wolfach durchschreitet in weiten Mäandern den Granit. Letzterer ist durch die in ihm sehr langsam fortschreitende Erosion zugleich der Grund für das geringe Gefälle und die starken Windungen im Süden. Damit hängt auch die häufige Überschwemmung des ganzen noch nicht durch Regulierung gesicherten Talgrundes zusammen. Genau die entsprechenden Erscheinungen treten übrigens dort auf, wo die Vils und die Donau in das Granitgebiet eintreten.

I. Gesteins- und Formationsbeschreibung.

1. Abschnitt. Die kristallinen Gesteine.

Vorbemerkungen.

Der größere nördliche Teil des kartierten Gebietes zeigt in weiter Verbreitung von jüngeren Schichten mehr oder weniger bedeckt die Granite und Gneise des Bayerischen Waldes. Es handelt sich um Gesteine, welche in einigermaßen zusammenfassender Form hauptsächlich mineralogisch und mehr vom rein beschreibenden als vom genetischen Gesichtspunkt aus zuerst von Waltl[1]) und Wineberger[2]) bearbeitet wurden. Erst Gümbel brachte durch seine „Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges“ 1868 zugleich mit der Übersichtskarte eine auf der geologisch-petrographischen Grundlage seiner Zeit ruhende Beurteilung und Gruppierung des sogen. Urgebirges. Diese Arbeit litt an dem Zwiespalt, der noch damals zwischen der Betrachtung der rein mineralogischen und der meist schlecht zu beobachtenden geologischen Eigenschaften der Gesteine herrschte. Auch jetzt trennen wir in erster Linie lithologisch und nach Lagerung und Verbreitung; doch haben für uns all die verschiedenen Eigenschaften einen oft ganz anderen Wert für die Einteilung erlangt; denn wir besitzen heute wesentlich andere Anschauungen über die Bildung der granitischen Gesteine.

Trotzdem sich diese Anschauungen schon seit längerer Zeit geklärt haben, sind die Gümbel'schen Arbeiten immer noch die einzigen Grundlagen für die Kenntnis des in Betracht kommenden Gebietes und auch jene Arbeiten, welche auf neuer Basis in Nachbargebieten gemacht wurden und mehr oder weniger sich auf unsere Gegend beziehen, sind verhältnismäßig sehr spärlich. Es wären hier

[1]) Waltl u. a.: „Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Passau.“ Briefl. Mitt. des Korrespondenzblattes d. geol.-min. Ver. Regensburg, 1847; „Geognosie von Passau und Umgebung ibid. 1868.

[2]) L. Wineberger: „Versuch einer geognostischen Beschreibung des bayer. Waldgebirges und Neuburger Waldes.“ Passau 1851.

vor allem die Schriften von Weinschenk[1]) dann von Weber,[2]) P. P. Sustschinsky,[3]) Al. Frentzel[4]) und A. Till[5]) zu nennen. Geologische Aufnahmen in größerem Maßstabe als 1 : 100000 liegen überhaupt noch nicht vor.

1. Normaler feinkörniger Granit.

In den südlichen Teilen des kristallinen Gebietes gewinnt ein normaler, feinkörniger Biotitgranit, Gümbels Lagergranit, größere Verbreitung. Er wird wegen seines gleichmäßigen Korns in größeren Brüchen als Pflasterstein, auch als Straßenschotter abgebaut und ist besonders schön in dem Neustifter Bruch an der Wolfach aufgeschlossen (Abb. 1).

Abb. 1.
Normaler Biotitgranit, stark geklüftet. Bruch bei Neustift.

Im Dünnschliff ist die undulöse Auslöschung des Quarzes auffallend häufig; die Plagioklase sind meist Oligoklas, doch zeigt sich auch gelegentlich Albit.

An manchen Stellen ist Biotit etwas putzenförmig angereichert, ab und zu trifft man auch rötlich gefärbte Orthoklase. Sekundär sind Muskovit und Pennin. Im ganz frischen Zustand hat der

---

[1]) E. Weinschenk: „Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges.“ Abh. d. bayer. Ak. d. W. Bd. 19. 2. 1897. „Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais.“ Abh. d. bayer. Ak. Bd. 21. 2. 1901. „Bodenmais-Passau“, petrographische Exkursionen im Bayerischen Wald, München 1914, Verlag Natur und Kultur.

[2]) Siehe diese Jahreshefte 1909 S. 313 und 1910 S. 1.

[3]) Tiré des travaux de la soc. imp. des naturalistes de St.-Petersbourg vol. 36 l. 5 Sect. de géol. et de min. Résumee. S. 427.

[4]) Al. Frentzel „Das Passauer Granitmassiv.“ Diese Jahreshefte 1911 S. 105.

[5]) A. Till „Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartszell“ in Verh. der K. K. Geol. Reichsanstalt Wien 1913 Nr. 7.

Granit die gleiche bläuliche Farbe, wie der ebenfalls meist feinkörnige Passauer Waldgranit, von dem er kaum zu trennen ist.

Was an den Graniten besonders ins Auge fällt, ist ihre ebenflächige, außerordentlich starke Klüftung, die auch an der Abb. 1 hervortritt. Meist sind es in den Aufschlüssen eine oder zwei Hauptrichtungen mit einer oder zwei weiteren Nebenrichtungen, nach denen das Gestein in sehr scharfkantige, parallelepipedische Stücke zerfällt. Um eine Übersicht zu gewinnen, ob im großen eine Regelmäßigkeit der im kleinen anscheinend ohne bestimmtes Gesetz verlaufenden Kluftrichtungen herrscht, wurde eine Reihe von Messungen der hauptsächlichen Klüfte in verschiedenen Aufschlüssen ausgeführt und zusammengestellt (siehe unten). Nur

Ort	Gestein	Hauptklüftungen
Bruch bei St. Barbara NW. Vilshofen	Granit an injiziertem Schiefer	Str. N. 70° W. f. 55° N.
Bruch an der Vils O. von Dorf . .	normaler Granit	Str. N. 40° O. ⊥; Str. OW. f. 55° S.
SW. der Vilsmühle	„	Str. N. 50° O. ⊥ oder f. 80° SO.
Großer Bruch O. von Sollasöd . .	„	Str. N. 60° W. f. 80° W.; Str. N. 20° W. f. 45° NO.
Großer Bruch O. von Sollasöd . .	„	Str. N. 35° O. ⊥ mit Streifen: f 15°-20° SW.
An der Wolfach O. von Kapfham .	„	Str. N. 0°-40° O. f. 70°-80° N. m. Streif.: f. 20° S.
Einschnitt etwas N. von vorigem .	„	Str. N. 25° O. f. 45°-50° SO.
2. Bahnaufschluß NW. Knadlarn .	„	Str. N. 5° O. f. 40° O.
1. Bahnaufschluß NW. Knadlarn .	„	Str. N. 10° O. f. 50° O.; Str. N. 30° O. f. 65° SO.
Alter Bruch N. von Neustift . .	„	Str. N. 20° W. f. 35° NO.; Str. OW. f. 85° S.
1 Bahnaufschluß N. von Neustift .	„	Str. N. 5° O. f. 45° O.
Bruch bei Neustift	„	Str. NS. f. 45° O.; Str. N. 45° W. f. 45° NO.
Bruch bei Neustift	„	Str. N. 15° O. f. 45° NW.; Str. N. 85° O. fast ⊥.
Bruch bei Neustift	„	Str. NS. f. 60° O.; Str. N. 60° O. f. 70° NW.; Str. N. 20° W. f. 60° NO.
Bruch am Ladeplatz	„	Str. N. 25° O. f. 45° SO.
S. von Neustift	„	Str. NS. f. 85° W.; Str. NS. f. 40° O.
Bei Station Blindham	„	Str. NS. f. 45° O.
An der Hackelmühle	injizierter Schiefer Str. N. 20 O. f. 35 NW.	Str. N. 60° W. f. 80° SW.
Talausgang bei der Hackelmühle .	geschieferter Granit	Schieferung: Str. N. 60° O. f. 10° SO. mit Streifen: Str. N. 75° O.
Bruch W. der Hackelmühle . . .	Granit	Auf unregelm. Klüftung Streifung: Str. OW. f. 45° W.

an ganz wenig Stellen zeigten sich die Kluftflächen mehr rundlich-schalig, wie im Bruch südlich von Knadlarn, so daß eine Messung nutzlos war. Aus der Zusammenstellung geht hervor, daß sich zwar im Streichen der Haupt-Kluftsysteme anscheinend keine Regelmäßigkeit ausprägt, daß aber das Fallen nach O., NO. und SO. weitaus überwiegt. Nach S., SW., W. und NW. fallen nur bezw. 2, 2, 1, 2 Flächen und zwar mit zwei Ausnahmen sehr steil. Nach den sonstigen Erfahrungen dürfte diese Erscheinung mit der Abkühlungsfläche des Stockes in Beziehung zu setzen sein. Sie hat demnach im Osten der Gebiete gelegen, deren Klüfte gemessen wurden. Vielleicht gehört zu diesen Abkühlungserscheinungen auch die eigentümliche Form von säulenförmigem Biotitgranit, welche unter dem Tertiärsand beim Kalkberger Bruch, und von schlierigem, pinitführendem Aplit, welche am Donauufer östlich des Bahnhofs von Vilshofen gefunden wurde. An diesen etwa 5 cm dicken, ziemlich regelmäßigen Säulen wird der Mantel von etwa Centimeter-breiten,

in regelmäßigen Winkeln ein- und ausspringenden längsverlaufenden Flächen gebildet. Übrigens ist die besprochene Klüftung durchaus nicht auf den normalen, feinkörnigen Granit beschränkt, sondern sie findet sich auch in größeren aplitischen Stöcken, in schlierigem pegmatitisch-aplitischem Granit und teilweise im injizierten Schiefer, wie z. B. am Voglarner Bach WNW. von Eben oder NO. von Windorf.

Eine Äußerung außerordentlich starken Druckes durch ausgelöste Gebirgsbewegung kann man am südlichsten Granit im Ortenburger Gebiet an der Hackelmühle beobachten. Bei einem Übergang in injizierten Schiefer tritt hier an den Felsen eines verwachsenen Bruches ein hellgrauer Zweiglimmergranit auf, der durch Verquetschung die schiefrige Struktur eines Augengneises erhalten hat.

Unter dem Mikroskop sieht man den stark undulösen Quarz in einzelne Stücke zerbrochen, die zum Teil mörtelartig zwischen größeren Mineralstückchen liegen. Der Muskovit ist in unregelmäßigen Zügen mit kleinen Quarzkörnchen zusammen durch das Gestein verteilt, stark zerfasert und durcheinander geschoben; ähnlich zeigt sich der Pennin faserig mit sehr mannigfaltigen Interferenzfarben, teilweise mit noch unzersetztem Biotit parallel verwachsen, der stark verquetscht aussieht. In diesen Zonen der gut spaltbaren Mineralien und des zerriebenen Quarzes scheint hauptsächlich die Bewegung vor sich gegangen zu sein; sie sind an die Schieferungsflächen gebunden. Außer reichlichem Orthoklas bemerkt man etliche zersetzte Plagioklase (auch Albit) und etwas Apatit.

Im ganzen erinnert das Gestein sehr an gewisse gequetschte gneisartige Granite in der Nähe des Pfahls.

Abgesehen von solchen sehr bedeutenden späteren Veränderungen weist auch das Granitmagma selbst manche Modifikationen in Struktur und Mineralbestand auf, welche jedoch, in jedem Granitmassiv wiederkehrend, keinen Anlaß zur Aufstellung besonderer Typen geben. So finden wir an der Eisenbahnbrücke S. von Knadlarn einen mittelkörnigen Zweiglimmergranit; die Felsen OSO. von Unter-Oh zeigen einen etwas schlierigen Granit mit basischen Putzen; der Granit SW. Ober-Oh schließt reichlich Quarzgänge ein; etwas größere Feldspateinsprenglinge zeichnen den Biotitgranit an der Wolfach OSO. Kapfham aus, etwas porphyrisch ist auch der Granit im Bruch N. von Unter-Oh entwickelt. Geht man von Sollasöd Vils abwärts, so passiert man große Brüche in normalem, feinkörnigem Biotitgranit, der noch bei dem neuen Elektrizitätswerk an der Vils ansteht; hier führt er etwas mehr Quarz. Nordöstlich aber trifft man ihn meist nur noch in Gängen in dem schlierigen Granit. Auch in den spärlichen Aufschlüssen im NW. der untersten Vils gegen die Donau treten bald glimmerärmere, bald -reichere Biotitgranite, öfter etwas grobkörnig-pegmatitisch werdend, hervor. In einzelnen Partien ist er bei Hackelsdorf, in Windorf und etwas quarzreicher W. von Kalkberg, im Voglarntal W. von Eben und im NO. entwickelt. Hier hat die Straße WNW. von Deichselberg einen grauen, durch größere Feldspäte etwas porphyrischen Biotitgranit von mittlerem Korn aufgeschlossen, ziemlich glimmerarm mit hellgrünlichen trüben Partien.

U. d. M. zeigt sich etwas aplitische Struktur, sehr reichlich Orthoklas und viel Quarz, besonders reich an Flüssigkeitseinschlüssen; Plagioklase ziemlich zersetzt vom Charakter des Albit-Oligoklas und Oligoklas mit größeren Kristallen; neben etwas Myrmekit reichlich Perthit; Mikroklin; spärlich Biotit auch mit Pennin parallel verwachsen mit zahlreichen pl. Höfen um Zirkon; wenig Muskovit auch skelettartig in Quarz und Feldspat; etwas Erz.

Vornehmlich durch seine rote Farbe trennt sich von diesen Graniten scharf ein gangartig auftretender Granit NNO. vom Lippert, wie er auch sonst im Bayerischen Wald nur selten angetroffen wird. Die stark ausgesprochenen Farben der großen fleischroten Orthoklase, hellgelblichen Plagioklase im Verein mit dem bräunlich-rauchgrauen Quarz und dem intensiv schwarzen Biotit machen ihn zu einem sehr schönen Gestein.

In einem mittelkörnigen glimmerarmen Stück tritt u. d. M. die aplitische Struktur deutlich hervor: Quarz liegt in kleinen und größeren rundlichen Partien, auch mit gerundet-hexagonalem Umriß im Feldspat; Mikroklin, Orthoklas und Perthit, auf Rissen ziemlich zersetzt, sind reichlich vertreten; an Plagioklasen ist nur wenig Oligoklas und ganz wenig Albit zu konstatieren. Wenig Biotit, parallel zusammenliegend mit seinem faserigen ausgebildeten Umwandlungsprodukt, dem Pennin, ziemlich reichlich Apatit und etliche Erzpartien (wohl Magneteisen) vervollständigen das mikroskopische Bild.

An der Nordseite des Ganges ist solcher Granit-Aplit auch pegmatisch ausgebildet und durchsetzt gangartig einen schwarzen biotitreichen Gneis.

Der Biotit des letzteren ist von Quarz durchlöchert; im Schliff findet man auch neben reichlich Plagioklasen (Albit-Oligoklas bis Oligoklas) wenig Orthoklas, Muskovit, Mikroklin, Körner von Zirkon und wenig Erz (wohl Titaneisen).

Makroskopisch treten große Almandine in diesem Paragneis hervor. Auch in diesem Ganggranit prägt sich eine Kluftrichtung (Str. N. 10 W. ⊥) deutlich aus. Stark grünlich und rötlich gebändert nach der Richtung (Str. ca. OW. f. 30° N.) des angrenzenden Schiefers ist der hieher gehörige Granit an der Wegbiegung NO. vom Lippert.

2. Schlieriger Granit und injizierter Schiefer.

Bisher haben wir den Granit nur soweit verfolgt, als er noch ziemlich normal ausgebildet war. Wenn wir uns von diesen Komplexen des feinkörnigen gleichmäßigen Biotitgranits an der Wolfach und Vils weiter gegen N. wenden, so gelangen wir zu granitischen Gesteinen, welche durch ihre außerordentliche Mannigfaltigkeit in Struktur und Zusammensetzung auffallen und noch weiter nach N. treffen wir an der unteren Vils und an der Donau bereits im großen gut geschichtete Gesteine an: wir sind durch die schlierige Randzone des Granitmassivs im Süden in das Gebiet der typischen injizierten Schiefer gekommen.

Es ist sehr schwer, diese im großen deutlichen Zonen auf der Karte von einander zu trennen; besser kann noch die Grenze zwischen Granit und Randzone als die gegen die Schiefer gelegt werden. Für die letztere mußte ein einigermaßen äußerliches Kriterium angenommen werden: die Linie, an welcher die Schiefer überhandnehmen und daher die geschichteten Partien ein übereinstimmendes Streichen und Fallen zu zeigen beginnen. In der Darstellung ist es jedoch nicht möglich, Randzone und Schiefer zu trennen, denn erstere ist ja durch letztere bedingt, und die Schiefer sind von den Apophysen aus der Randzone durchschwärmt.

Gut sind die Erscheinungen dieser Übergänge im kleinen an den Felsen bei der Hackelmühle zu verfolgen. Etwa an der Stelle des durch Druck geschieferten Granits beginnt auch der ziemlich normale Granit gegen O. zu sehr unruhig und schlierig zu werden; der aplitische Biotitgranit enthält große Pinitpartien und geht durch Aufnahme von an Biotit reichen Schieferfetzen in einen injizierten Schiefer über mit dem Streichen N. 20 O. f. 35 NW. Gegen Norden zu fällt uns der schlierige Granit an der Straße 50 m NW. vom Dötter und bei Unter-Oh auf, doch sind das isolierte Partien im normalen Granit. Erst NO. von Zeitlarn kurz vor dem östlichen Talriß stellen sich im geklüfteten normalen Granit untergeordnet schlierig-schiefrige (biotitreiche) Einschlüsse und Pegmatitgänge (mit schönem Schriftgranit) ein. An dem Steilhang östlich bei Dinklreith steht bereits stark schlieriger Granit mit Gängen und unregelmäßigen Partien von Pegmatit, Aplit und Quarz an. Hier hat auch der Gehalt an ziemlich großen Piniten (zum Teil noch mit den kurzprismatischen Kristallformen des Kordierits) bereits stark zugenommen.

An solchen pinitreichen, schlierigen Graniten findet man im Dünnschliff: Quarz, teilweise etwas undulös, reich an Flüssigkeitseinschlüssen mit rundlicher Umgrenzung wie eingefressen im

Pinit; in letzterem viel Muskovit, gelegentlich mit Maschenstruktur, und Pennin; der Muskovit ist auch in radialfaserigen Schuppen ausgebildet und parallel verwachsen mit Pennin. Letzterer entstand aus Biotit unter Ausscheidung schwärzlicher Zersetzungsprodukte und enthält Sagenitnadeln; daneben wenig Orthoklas, wie die spärlichen Plagioklase (Oligoklas-Andesin bis Oligoklas) meist stark zersetzt, Zirkon, Erz und Pyritwürfel.

An den gleichen Graniten u. a. auch mit etlichen Gängen von porphyrischem Granit vorbei gelangt man am Bahneinschnitt an der Blümelmühle an eine Wand, die durchschwärmt ist von Pegmatit-, Aplit- und Granit-Gängen, eingezwängt zwischen Stücke von feinkörnigem, biotitreichem Granit-Gneis; auch hier fehlen die Pinitputzen nicht. Weiter nach Norden beginnen die typischen injizierten Schiefer; sie bilden bereits die südlichen Uferfelsen der Donau und zeigen hier ziemlich feinkörnige biotitreiche Lagen gebändert durch mehr oder weniger gefältelte Aplitpartien.

Ganz ähnlich ist das Bild, wenn man die Aufschlüsse an der untersten Vils nach NO. verfolgt; nur sind hier die Zonen öfter wiederholt: nach dem feinkörnigen Granit hat man bald auch die schlierige Randzone durchschritten, denn bereits SO. von Auhof schneidet die Bahn durch injizierte Schiefer, bei denen sich allerdings ein vorherrschendes Streichen wenig ausprägt. NO. von Auhof schließen sich dann schon wieder jene Gesteine an, wie sie an der Blümelmühle liegen. Eigentümliche Löcher mit scharfen, sich unter den Winkeln des Kalkspats schneidenden Begrenzungsflächen in dem etwas verwitterten Orthoklas des Pegmatits weisen auf ursprünglich ausfüllenden Kalkspat hin. Am linken Vilsufer und an der Vilsmühle treffen wir dann neuerdings auf die injizierten Schiefer mit oft sehr stark zickzack-gefältelten Aplitgängen. Am westlichen Hang der Vilsmühle steht im Hintergrund des Bruches darin ein feiner, schlieriger, etwas gneisartiger Biotitgranit an, der als selbständiger Stock oder als Vorposten einer größeren Intrusivmasse in den Schiefern gelten kann. Er wird auch nördlich von jenen Schiefern anscheinend mantelförmig umschlossen.

In diesem meist pinitreichen, auch Almandin führenden injizierten Schiefer liegen die an der Donau grenzenden Gebiete im NW. (bei St. Barbara darin wieder Granit), N. und NO. von Vilshofen. Im O.[1]) der Stadt ist in einem Bruch am Nordufer wieder schlieriger Granit aufgeschlossen; im Dünnschliff treten auch in diesem Gestein Muskovit, teilweise radialstrahliger Pennin und Granat auf.

Gegen O. zu wechseln die Zonen des schlierigen Granits mit denen des injizierten Schiefers immer mehr. Die ab und zu inselartig auftretenden Granitmassen und die intensive Metamorphose allenthalben zeigen aber an, daß der Granit in nicht großer Tiefe unter dem ganzen Gebiet durchgreift. Als Vertreter der schlierigen Randzone im NO. sei der helle, durch größere Feldspäte etwas porphyrische Biotitgranit, reich an Aplit-, Pegmatit-[2])Gängen und Gneiseinschlüssen genannt, welcher am Bach O. von Bösensandbach ansteht. ONO. von Sandbach am Bahnwärterhaus entspricht der Randzone ein grauer schlieriger Granit, pinitführend teils aplitisch-pegmatitisch, teils mit regelmäßigeren Gneis-Einschlüssen. U. d. M. zeigt das Gestein hier die gleichen Erscheinungen — ebenfalls aplitische Struktur — wie sonst in der Randzone.

Durch Aufnahme von etwas mehr Granat und vor allem von Kordierit (bzw. Pinit) werden die injizierten Schiefer bei Bösensandbach und Sandbach den Kordierit-

[1]) Siehe Abbildung von einem Aufschluß bei Windorf in Gümbels Ostbayr. Grenzgebirg S. 579.
[2]) Große Bergkristalle und Rauchquarze findet man ab zu im Acker NO. Bösensandbach.

gneisen von Bodenmais zum Verwechseln ähnlich. SW. liegen in einem Schiefer abwechselnde, meist flachlinsenförmig verdickte Lagen von Pinit, Feldspäten und Sillimanit, reich an rötlichbraunem Granat mit Quarzaugen, wenig Biotit; sie werden von einem an größeren Piniten ebenfalls reichen Pegmatitgang schief durchsetzt. In dem größeren Bruch O. von Bösensandbach liegen in typischem Kordieritgneis unregelmäßig schlierige Schieferreste, dichtere gleichmäßig dunkle Partien von bis 2 m Durchmesser; daneben Übergänge in grünliche, an Chlorit und größeren Feldspäten reiche, auch Erz und Kalzit führende Massen von ziemlich bedeutendem Umfang.

U. d. M. erkennt man darin: ganz wenig Quarz und Orthoklas; von den zahlreichen Plagioklasen neben Albit und Albit-Oligoklas vorwiegend Oligoklas-Andesin mit ziemlich engen, teilweise verworfenen Lamellen; in einem andern Schliff herrschen dagegen Labrador-Bytownit und Anorthit vor; dazu treten wenig Kordierit, reichlich Erz (Magnet- oder Titaneisen) in länglichen Formen, Titanit, Zirkon und Muskovit. An Zersetzungsprodukten beobachtet man abgesehen von den serizitartigen Schüppchen in den Feldspäten hauptsächlich Pennin, teilweise radialstrahlig und rostig (darin auch neu gebildeter Titanit); außerdem viel Pinit mit den öfter noch erhaltenen Kordierit-Umrissen, ziemlich viel Kalzit, teilweise mit geraden Begrenzungslinien gegen Quarz und Feldspat. Die Zwillingslamellen des letzteren sind an den Stellen etwas gebogen, wo der Quarz undulös wird.

Es handelt sich jedenfalls um basische Bestandteile des Nebengesteins, welche umgeschmolzen und mechanisch beansprucht wurden.

3. Marmor.

Als sehr charakteristische Einschlüsse in dem etwas nördlich der Donau von WNW. nach OSO. zwischen den beiden Granitgebieten durchstreichenden Zug von metamorphen Schiefern stellen sich an recht zahlreichen Punkten größere und kleinere Kalklinsen ein, die durch die Metamorphose hoch kristallin geworden sind und verschiedene Kontaktmineralien beherbergen. Entsprechend dem allgemeinen Streichen zeigen auch diese Einlagerungen meist einen Längsverlauf von WNW. nach OSO. Abgesehen von einem durch Egger[1]) erwähnten rings von Granit eingeschlossenen Bruchstück von Kalk und Serpentin liegt in unserem Gebiet ein solches Lager SW. bei Hausbach nahe der Donau und eines nächst der nördlichen Gebietsgrenze bei Wimhof N. von Vilshofen.

Lager bei Hausbach.

An der Stelle, wo der bei Hausbach in die Donau mündende kleine Bach seine auffallend scharfe Biegung nach O. macht, beginnt besonders an der Südseite des Tals das durch mehrere jetzt verlassene Brüche aufgeschlossene Marmorlager. Der graulichweiße Kalk ist meist recht grobkristallin und stellenweise reich an kleinen Putzen von Graphit. Letzterer erscheint überhaupt in dem Zug metamorpher Schiefer sehr charakteristisch; seine Häufigkeit im Marmor schildern Gümbels[2]) Worte: „Es wird in unserem Gebirge kaum ein Kalklager geben, dessen Gestein beim Auflösen in Säuren nicht wenigstens einzelne Schüppchen von Graphit im Rückstand ließe.“ Nach dem Auflösen erhält man sechsseitige tafelförmige Kristallformen, deren Basis fein gestreift erscheint.

In dem oft recht phlogopitreichen Marmor findet man u. d. M. neben Phlogopit und Kalkspat reichlich Körner von Forsterit auf Rissen mit beginnender Serpentinisierung, teilweise rostig, zusammen mit kleinen Kristallen von edlem Spinell, größeren Grossularen, ganz wenig Kordierit,

[1]) Jahresbericht des naturhistorischen Vereins in Passau III 1859. S. 212.

[2]) l. c. S. 411.

Schwefelkies und Magneteisen, ab und zu auch farblosen Chlorit, Muskovit und Skapolith. Makroskopisch bemerkt man an anderen Stellen blauschwarzen Spinell, himmelblauen Apatit, Granat, hellgrünlichen Diopsid (Salit), teilweise in dunkle, eisenreichere Partien übergehend und Ophikalzit. Außerdem werden noch Chondrodit und Aragonit[1]) erwähnt.

In dem kleinen Hohlweg beim Haus SW. Hausbach liegt zwischen dem Marmor und dem etwa 25 m SO. anstehenden rötlichen schlierigen Granit (der auch bei der Talecke im W. dem Marmor sehr nahe kommt) ein schlechter Aufschluß mit dichtem, grauem und schwarzem Quarzgestein und sandsteinartigem Quarzit 3 m neben feinkörnigem, sehr splitterigem Granit und mürbem Gneis.

Der Dünnschliff durch das schwarze Gestein zeigt eine sehr feinkörnige Quarzgrundmasse, bräunlich gefärbt und durchzogen von Chlorit und einigen Muskovit-Fasern; die Beimengungen von unregelmäßig fasrigen Partien von Erz, Rost und kohligen Substanzen ordnen sich nierenförmig und markieren die meist ausgezeichnet konzentrisch-schalige Struktur, in welche die Quarzmasse in Form radialfasrig angeordneter größerer Quarzindividuen übergeht gegen die ursprünglichen Hohlräume, die jetzt meist ganz mit gröberem Quarz ausgefüllt sind. Ein bräunlicher Zickzackstreifen bezeichnet die Kristallenden, welche sich gegen den ursprünglichen Drusenraum ausgebildet hatten. Von ähnlicher Struktur ist die Quarzgrundmasse des hellgrauen Hornsteins. Die faserigen mehr oder weniger welligen Quarzbänder — ihre recht gleichmäßige Dicke beträgt 0,03—0,06 mm — schließen sich hier auch zu kleineren, radialstruierten, runden und ovalen Körpern zusammen. Wenig Apatit, Erz, Würfel von Brauneisen nach Pyrit und ein schmaler Kalkspatgang vervollständigen das mikroskopische Bild.

Wir haben es hier anscheinend nicht mit Kontakterscheinungen, sondern mit allmählich und periodisch vor sich gegangener Quarzinfiltration zu tun.

Lager bei Wimhof.

Bessere Aufschlüsse im Marmor gewährt der noch im Betrieb stehende, etwa 18 m hohe Bruch bei dem Weiler Wimhof N. von Vilshofen. Hier findet sich neben den bereits von Hausbach angeführten Mineralien violetter Flußspat, braune Zinkblende und Bleiglanz,[2]) auf Klüften des Marmors weißer und hellbräunlicher Asbestbelag, im Marmor selbst schwärzliche Streifen von vielleicht bituminösen Partien. Auch Ophikalzit, das Eozoon, ist hier charakteristisch, wenn auch nicht in Menge entwickelt.

Was jedoch diesen Bruch besonders interessant macht, sind die Kontakterscheinungen gegen die Granit- und Pegmatit-Gänge, welche hier[3]) schön zu beobachten sind. An der Abb. 2 bemerkt man deutlich das gangartige Hereingreifen von Granit (Gr) zwischen die Marmorpartien (K) — wo der Hammer liegt, sind sie sehr phlogopit- und serpentinreich — und die größere an Biotit sehr reiche schiefrige Granitmasse (L). Der Granit ist meist mittelkörnig, doch kommen, besonders östlich, in halber Höhe auch Pegmatitgänge vor mit schönem Schriftgranit und vielleicht primären Chlorittafeln.

Analog denen von Niedersatzbach[4]) treten auch hier Kalksilikatfelsen auf. Zwischen Marmor und einem an grobblätterigen Muskovit reichen Pegmatitgang liegt ein graubräunlicher, dichter Hornfels mit etlichen grünlichschwarzen Putzen wohl von Salit, gegen den Pegmatitkontakt auf 2—4 cm rot gefärbt.

Er zeigt im Dünnschliff deutliche Siebstruktur: Muskovit und viel Diopsid, im Schliff farblos, sind von kleinen Quarzen und Feldspäten durchlöchert; von den recht zahlreichen Plagioklasen sind

[1]) l. c. S. 412.
[2]) Gümbel l. c. S. 413.
[3]) Wie früher bei Stetting nicht weit im NO.; siehe die Abbildung im ostbayer. Grenzgeb. S. 578.
[4]) Zwischen Passau und Obernzell; siehe E. Weinschenk „Bodenmais-Passau“ 1914 S. 47.

Abb. 2.
Granitgänge (*Gr*) im Marmor (*K*) und biotitreichem schiefrigem Granit (*L*). Marmorbruch bei Wimhof N. Vilshofen.

viele Anorthit, teilweise zersetzt und reich an Muskovitschuppen; dazu kommen einige große Granaten, etwas Spinell und Titanit.

Am Kontakt mit dem sehr biotitreichen schiefrigen Granit, aber auch nahe an einem durchsetzenden Pegmatitgang liegt ganz ähnlicher Hornfels ungefähr senkrecht zu letzterem schwach geschiefert.

U. d. M. zeigen sich in typischer Siebstruktur: wenig Kalkspat, Orthoklas, Mikroklin, viel Forsterit, skelettartig, reichlich wirrfaserige Aggregate von Chrysotil, etwas Pennin, Klinochlor, Großular mit Flüssigkeitseinschlüssen, basischer Plagioklas, wenig Quarz, kleine Muskovitschuppen, einige Spinelle, Magneteisen und Brauneisen. Durch Aufnahme von viel Biotit geht dieses Kontaktgestein in den dunklen schiefrigen Granit über. Dieser enthält neben dem an pl. Höfen armen, ziemlich idiomorphen Biotit reichlich im Schliff farblose Augite; wenig Quarz mit dünnen Nädelchen, auch rundlich im Augit; mikrolithenreiche Plagioklase, Oligoklas, Andesin, meist Oligoklas-Andesin und etwas basischer, wenig Orthoklas, Titanit und Rost.

Es handelt sich hier jedenfalls um ein recht basisches Produkt magmatischer Spaltung, wie es öfter in granitischen Randzonen vorkommt (Migmatit).

4. Granulit und Aplit.

An einzelnen Stellen des Gebietes, vor allem in Sandbach an der Donau, wo der Flußlauf sich plötzlich nach ONO. wendet, treten recht ungewöhnlich große Massen von sehr hellem, meist grobkörnigem Gestein auf, welches als etwas pegmatitischer Aplit anzusprechen ist. In dem 10 m hohen Bruch SO. der Sandbacher Kirche steht im oberen Teil ein stark zersetzter rötlicher, gelblicher oder weißer pegmatitischer Aplit[1]) mit Brauneisenwürfeln an. Durch seine starke Klüftung zerfällt er in dünne Platten und parallelepipedische Stücke.

[1]) Dieser plattige Aplit dürfte mit dem „Aplitschiefer" zu vergleichen sein, welchen A. Till l. c. u. a. S. 191 von der Eisenbahnbrücke O. von Passau in geologisch analoger Lagerung beschreibt.

U. d. M. sieht man die ausgeprägte aplitische Struktur und etwas myrmekitische Verwachsung. Orthoklas herrscht weitaus vor; er ist zersetzt und oft faserig-flachwellig undulös. Neben Quarz und etwas Mikroklin bemerkt man einige stark zersetzte Plagioklase (meist Albit-Oligoklas), zerfressenen und gebogenen Muskovit und Würfel von Brauneisen nach Pyrit.

Dieser Aplit führt ab und zu auch größere Pinite. Unter ihm liegt fast völlig frisch und fast nicht geklüftet ein anderes weißes Gestein, ebenfalls grobkörnig, mit etwas rostigem Biotit und hellbraunem Quarz. Im Dünnschliff tritt hier neben den übrigen Mineralien (auch Mikroklin, aber kein Muskovit) reichlich Almandin, etwas Pennin, Biotit, Perthit und Quartz vermiculé hervor. Man kann zweifelhaft sein, ob man dieses Gestein noch Aplit oder schon Granulit nennen soll. Es setzt als mächtiger Stock die Felsen am Donauufer und im Osten von Sandbach zusammen und könnte als granulitische Differenzierung des granitischen Magmas angesehen werden.

Für eine solche Ausbildung des Magmas spricht auch das Vorkommen von Gesteinen in ganz untergeordneten Gängen im Tälchen südöstlich von Sandbach westlich von Haid, am Donauufer östlich von Witzling und nächst der Hackelmühle. Diese Gesteine sind makroskopisch ziemlich dicht, splittrig, dunkelgrau, führen mehr oder weniger Erz und liegen in schlierigem Granit und in injiziertem Schiefer.

Im Dünnschliff fällt sofort die ausgeprägte granulitische Struktur auf, welche ziemlich reichliche Quarze als kleine Tropfen in den übrigen Mineralien hervorrufen; auch für sich ist der Quarz an einzelnen Stellen angereichert, Orthoklas ist aber spärlich und die basischeren Mineralien haben die Vorherrschaft: so unter den reichlichen Plagioklasen Oligoklas-Andesin und Labrador; dazu treten wenig Pennin und Klinochlor, viele runde Körner von Titanit, reichlich Augit und Erz (Magnetkies in derben, unregelmäßigen Partien).

Es ist kein Gestein bekannt, in welchem bei so hoher Basicität die granulitische Struktur so wohl erhalten ist als bei Granulit. Es liegt ein Trappgranulit oder Charnockit vor.

Auch sonst treten Gesteine auf, welche eine große Ähnlichkeit mit dem Sandbacher Stock haben. Hieher gehört das sehr granatreiche, aplitische Gestein im Tälchen SO. von Sandbach, der grobkörnige Aplit mit einzelnen großen Biotitputzen und Orthoklaskristallen im Tälchen W. von Ruhstorf und vor allem das Gestein NO. und N. von Windorf. An der „Schießstätte“ tritt dort in dem ca. 20 m hohen verlassenen Bruch stark geklüfteter feinkörniger Granit und mürb zersetzter, ziemlich feinkörniger Aplit mit Quarzgängen auf, rosa, gebleicht und mit Schwefelkies durchsetzt als Analogon zu dem oberen Teil des Sandbacher Bruches. Dem unteren Gestein dort entspricht genau der östlich am Bach in großen Felsen anstehende Aplit; er geht aber hier schlierig in normaleren Granit über; auch tritt er mehr gangaplitisch auf und wird sogar „gneis“artig durch lagenförmig angereicherten Biotit. An dem östlich anschließenden Hohlweg steht er auf der einen Seite mächtig an; auf der andern Seite sehen wir die typischen Bilder der Injektionen. Diese Aufschlüsse zeigen, wie sich in der granitischen Randzone Gesteine von aplitisch-granulitischem Gepräge entwickelt haben.

5. Sekundäre Prozesse.

Chloritisierung.

Eine Reihe von Zersetzungsvorgängen, welche die Gesteine unseres Gebietes nach ihrer Bildung erfahren haben, ist auf die Chloritisierung zurückzuführen. Kehren wir in den Granitbruch bei Neustift zurück, so bemerken wir an dem

Eisenbahneinschnitt (Abb. 3) mitten in dem frischen, stark geklüfteten, feinkörnigen Granit eine etwa 3 m breite Zone (b), in der das Gestein völlig weich und grusig ist. Durch den Grus, in dem sich ein grünliches, chloritisches Mineral reichlich erkennen läßt, setzen etwa parallel zu der Hauptklüftung des nördlich anschließenden frischen Gesteins (Str. N. 25 O. f. 45 SO.) 1—2 cm breite gerade Gänge (c), von andern auch durchschnitten, in ihrer Mitte mit einer plastischen grauen Masse, an ihren beiden Salbändern mit einer rotbraunen, brauneisenreichen Zone, welche nach außen etwas gelblich in den graulichgrünen grusigen Granit mit noch erkennbarer Klüftung verläuft. Die grusige Stelle durchzieht senkrecht, oder steil SO. fallend von oben bis unten das Gestein; es ist kein Grund vorhanden, daß gerade an dieser Stelle eine so merkwürdige Oberflächenzersetzung so tief eingreifen würde.

Abb. 3.

a = normaler Granit; *b* = stark zersetzte Zone, chloritisiert; *c* = graue tonige Lagen.
Eisenbahneinschnitt bei Neustift.

Die Art dieser Zersetzung kann man an ähnlichen, weniger umgewandelten Zonen mitten im frischesten Granit studieren, wenn man sich in den Bruch selbst begibt. Parallel mit einer Hauptklüftung (Str. N. 15 O. f. 45 NW.) durchsetzt eine grünliche, ziemlich weiche Lage von 30 cm Dicke den frischen blauen Granit des ganzen Bruches[1]); sie zeichnet sich schon makroskopisch durch sehr viel grünliche, schuppige, chloritähnliche Mineralien und einen wechselnden Gehalt an Schwefelkies aus.

U. d. M. zeigt sich neben wenig etwas undulösem Quarz sehr reichlich ziemlich zersetzter Orthoklas, meist saure Plagioklase mit viel muskovitisch-serizitischen Einschlüssen, sehr viel von dem gelblich-grünlichen Chlorit-Mineral, das mit seinen optischen Eigenschaften in die Nähe von

[1]) Die Stelle ist etwa 200 m von der westlichsten Bruchhütte entfernt.

Leuchtenbergit gehört; seine größeren Schuppen sind skelettartig von Quarz und Feldspat durchlöchert, die kleineren sind radialfaserig angeordnet, ähnlich dem oft reichlich auftretenden Pennin. Dazu kommen unregelmäßige Titanitpartien, wenig Apatit und Pyritwürfel. Manche Zonen von kleinschuppigen, serizitischen Mineralien und kleinen, eckigen Quarzen und Feldspäten sind auf Zermalmung zurückzuführen.

Durch Abnahme von Chlorit geht diese Lage in normalen Granit über. Eine andere 5—20 cm breite Zone ganz ähnlicher Ausbildung durchsetzt den Bruch nicht weit davon; besonders im Hangenden wird sie von zahlreichen Quarzgängchen ziemlich in der Richtung der herrschenden Klüfte durchzogen (Str. NS. f. 40 O.). 10 m vom hinteren Ende des Bruches zeigt der weißlichgrünliche Zweiglimmergranit nur geringe Zersetzung, aber ziemlich stark undulöse Quarz-Auslöschung; unmittelbar daneben ist der Orthoklas rot; der Chlorit und zugleich die Anzeichen für mechanische Beanspruchung nehmen zu; in dem anschließenden Granit stellt sich mit noch höherem Chloritgehalt bereits etwas Mörtelstruktur ein. Allenthalben sieht man auf den Kluftflächen auch im frischesten Gestein einen dünnen chloritischen Belag, teilweise auch Quarzgänge und Schwefelkies abgesetzt.

Aus allen Erscheinungen geht eine gewisse Verknüpfung der die Chloritisierung hervorrufenden Zersetzung mit den in dem Gestein verteilten Klüften, Spalten und Ruschelzonen hervor; die letzteren waren bereits vorhanden, denn ihnen folgten die Agenzien und an ihnen haben sie den Chlorit, den Quarz und den Schwefelkies abgesetzt.

Ganz ähnliche Beobachtungen kann man auch makroskopisch und mikroskopisch an den Gesteinen von Sollasöd oder von Gurlarn machen, überall der grünliche, ab und zu auch schwärzliche, talkig-glatte Belag[1]) auf den Klüften, überall stärkere Chloritisierung in Verbindung mit Reibungszonen des Gesteins.

Naturgemäß sind solche Zonen der Gebirgsbewegung und stärkster Zersetzung zugleich auch die Stellen stärkster Verwitterung; so entstehen die mürben Gänge im frischen Gestein, welche oft von dem in tonartige Masse umgewandelten ursprünglichen Chloritbelag durchsetzt werden, wie sie schon von Neustift beschrieben wurden und noch öfter im Gebiet anzutreffen sind; ähnliche Bildungen liegen zum Beispiel am Bahneinschnitt ONO. von Auhof an der Vils, oder an dem neuen Weiher S. von Hattenham nahe der Donau.

Noch stärkere Quetschungen und Chloritisierungen haben das Gestein am Bach bei der „Schießstätte“ N. von Windorf umgewandelt; im Tal NO. von Haberg (an der nördlichen Kartengrenze) steht ein von Aplit durchaderter und von Quarzgängen senkrecht zur Schieferung durchbrochener, chloritisierter Schiefer an. Gleich S. davon liegen Stücke, welche man makroskopisch ohne weiteres als Lamprophyre ansprechen würde, die ja sonst im Bayerischen Wald recht häufig auftreten. Eine ziemlich dichte, grüne, gangartige Gesteinsmasse mit reichlich Schwefelkies umschließt zerbrochene Fetzen von etwas pegmatitischen Aplitgängen des Nebengesteins. An dieser Brekzie sieht man an einzelnen Stücken jedoch schon makroskopisch einen Übergang der grünlichen Partien in etwas bräunlichen Gangquarz; die abzweigenden grünen Gänge werden oft sehr dünn.

U. d. M. bemerkt man äußerst auffällig ausgebildeten Quarz weitaus vorherrschend: er hat die Form von meist kleinen breiteren oder schmäleren Leisten, deren Querschnitt hexagonal ist und deren Umriß oft geradezu gezähnelt erscheint. Die nicht orientierte Quarzmasse erscheint von Nädelchen und Zersetzungsprodukten ganz gesprenkelt; die größeren, oft schuppigen Fragmente bestehen aus mehr oder weniger rostiger Hornblende und Chlorit und bedingen durch ihre Anreicherung,

[1]) In Gurlarn auf Flatschen auch Häute von Schwefelkies.

die auch in Streifen erfolgt, die grüne Farbe des Gesteins. Außerdem liegen nur einige größere Kristalle von saurem Plagioklas mit vielfach verworfenen Lamellen, Orthoklas und Quarz (auch undulös), wenig Titanit und Schwefelkies-Würfel (außen in Brauneisen verwandelt) in der Quarzmasse; einige von den grünlichen Mineralien freie Gänge von etwas gröberen Quarzkörnern und mit etlichen anscheinend mitgerissenen hexagonalen Quarzprismen durchziehen die Masse.

Wie die etwas mörtelartige Struktur und die andern Anzeichen von Quetschungen unter dem Mikroskop und makroskopisch andeuten, handelt es sich hier wohl um eine Zone stärkerer Bewegung und Pressung in dem schlierigen Granit, bei der in die Spalten sich die Quarzmasse unter Bildung von Hornblende, Chlorit und Schwefelkies einzwängte. Auch hier dürfte ein Zusammenhang bestehen mit den nachträglichen Chloritisierungserscheinungen.

Quarzeinlagerungen.

Abgesehen von jenen Quarzgängen, welche als kieselsäurereichste Spaltungsprodukte des granitischen Magmas ziemlich selten im schlierigen Granit und in den injizierten Schiefern auftreten, bemerkt man auch im Ortenburger Gebiet Quarzeinlagerungen, welche analog dem Pfahl eine recht späte Bildung im Verein mit starken Pressungen[1]) darstellen. Es sind allerdings nur ganz kleine Vorkommen an der Wolfach beim Spiegel und, etwas besser aufgeschlossen, am Rand des kleinen Tals S. von Edhof (im NO. des Gebiets). Die Hauptmasse ist dort ein stark rissiger bräunlich bis dunkellila gefärbter Quarz ohne den Fettglanz der Gangquarze mit starker Brekzien-Struktur, eine dem Pfahlquarz sehr ähnliche Bildung. Der direkte Kontakt mit dem östlich anschließenden Granit ist nicht zu sehen; doch liegen auch keine Stücke umher, welche etwa mit dem Typus der Pfahlschiefer zu vergleichen wären.

Kaolinisierung.

Anzeichen für kaolinische Zersetzung der Gesteine, welche gegen O. zu so stark zunehmen, finden sich ebenfalls nicht allzu selten. Leider bringt es die technisch wenig brauchbare Beschaffenheit der meist unvollkommen zersetzten Gesteine mit sich, daß diese Erscheinungen eigentlich in keinem Aufschluß studiert werden können. Es sind nur ganz ungenügende Anrisse an Wegen, besonders am Hang westlich der Straße bei Dinklreith und im NO. bei Hitzing, welche den weißlich-schmierig zersetzten Feldspat im lockeren Gestein erkennen lassen. Auch unter dem Mikroskop treten neben dem Quarz und dem meist gebleichten Glimmer besonders in feineren Schlämmprodukten des Materials die weichen, hellen Schuppen des Kaolinits an Stelle des Feldspats hervor. Außer an den angeführten Stellen lassen sich die Merkmale dieser Zersetzung durch kaum nennenswerte Aufschlüsse und durch Bohrung mehr oder weniger sicher nach W. bei Neuhofen (an der Nordgrenze), bei Haberg, OSO. von Habernagel und nördlich anschließend an den verschütteten Jurabruch im Tal bei Marterberg konstatieren. Auf beginnende kaolinartige Zersetzung könnte auch vielleicht die weißlich mürbe Beschaffenheit des oberen Aplits im Sandbacher Bruch und im N. von Windorf zurückgeführt werden.

Verwitterung.

In sehr scharfen Gegensatz zu der eben besprochenen lokalen Kaolinisierung treten die allgemeinen Erscheinungen der Verwitterung. Diese ist in unserem Gebiet, wie im ganzen Bayerischen Wald an vielen Stellen außerordentlich tief-

[1]) Weinschenk „Bodenmais-Passau“ S. 9.

gehend. In gelegentlich angelegten Sandgruben kann man bis in 4 m Tiefe den Granit völlig vergrust antreffen nnd bei Brunnengrabungen erscheint der „Flinz“, wie man den Granitgrus nennt, oft noch mächtiger. Auch die Wollsackbildung ist an manchen Taleinschnitten schön entwickelt.

Granitböden.

Resultate der mechanischen Analyse nach Kopeckys Methode.

Nummer der Probe	Benennung	Ort der Probeentnahme	Größe > 2 mm % d. Gesamtb.	% des Feinbodens der Korngrößen mm					Kalkgehalt nach Wolf % bestimmt
				> 2	0,1 bis 2	0,05 bis 0,1	0,01 bis 0,05	< 0,01	
170*	l S̄ L̲	Zwischen Kreiling und Hitzing, Krume	—	1,85	32,44	8,30	18,46	38,95	0,08
174	ğl S L̲ Sand	Höhe 1 km O. von Windorf, Krume	—	3,70	30,74	8,16	24,20	33,20	0,04
203*	L̄ Sand	1. Höhe S. der Wolfachmündung, 0—25 cm	12,3	—	42,43	9,38	18,64	29,55	—
204*		Darunter, 30—35 cm tief	15,92	—	53,40	8,90	12,43	25,27	—
205*		Darunter, 90—130 cm tief	22,6	—	72,88	6,74	6,33	14,05	—
209*	l gr. weißlich	Weganschnitt am Hang O. von Lindahof	26,0	—	51,32	6,20	9,21	33,27	—
183	s l, rot	Weiherboden an Straße W. Dinklreith	—	3,22	24,76	8,28	25,30	38,44	—
172	gl l Sand, weiß	Hohlweganriß WSW. von Hitzing	—	—	30,76	17.34	20,45	31,45	Spur
168	L̲ Sand	Weganriß O. von Gerharding	—	—	20,48	16,86	25,58	37,08	0,05

* Mittel aus zwei Analysen.

Als Typus der aus der Verwitterung des Granits hervorgegangenen Böden möge die Probe 203 in der angeführten Tabelle gelten. Dieser recht charakteristische, stark lehmige, besonders an Grobsanden reiche Sandboden bedeckt ziemlich große Flächen im Norden. Besonders leicht zu erkennen ist er, wenn der Regen die Granit-Grandstückchen auf dem Boden freigespült hat. Die Richtung, in der die Verwitterung verläuft, läßt sich gut aus dem Profil 203 bis 205 ableiten, welches ziemlich auf der Höhe des Plateaus südlich der Wolfachmündung erbohrt wurde. Aus der Tabelle geht deutlich hervor, wie der Steingehalt (> 2 mm), ausgedrückt in Prozenten des Gesamtbodens, nach oben zu fällt, und wie parallel damit auch die Grobsande (0,1—2 mm groß) des Feinbodens abnehmen. Dagegen steigt der Prozentgehalt bei Feinsanden (0,05 – 0,1 mm) wenig, bei Staubsand (0,01 – 0,05 mm) und abschlämmbaren Teilen (< 0,01 mm) bedeutend. Geht die Verwitterung noch weiter, so resultieren etwas schwerere Böden (Probe 174 und 170), wie sie O. der Doblmühle, zwischen Kreiling und Hitzing oder östlich von Windorf verbreitet sind. Der Kalkgehalt ist in diesen Böden sehr gering.

Eine wesentlich abweichende Erscheinung haben wir, wie schon erwähnt, bei denjenigen Böden vor uns, welche von kaolinisiertem Granit bzw. Gneis abzuleiten sind. Ihnen gehören die Proben 209, 172 und auch noch 183 an. Nach der mechanischen Analyse könnte 172 ganz gut in die normale Verwitterungsreihe, etwa zwischen 174 und 203, eingereiht werden; aber bei 209 fällt schon ein bei

der großen Menge an Grand und Grobsand ungewöhnlich hoher Gehalt an abschlämmbaren Teilen auf. Abgesehen davon ist der Habitus und das Verhalten zu Wasser ganz anders. Unter der meist gleich gefärbten Krume treten hier rötliche und weiße Farben hervor, die dem normalen Granitboden fehlen. Auch ist der Boden in seinen feineren Partien viel schmieriger, lettiger und die Bindigkeit bei Wasserbenetzung wesentlich verschieden. Unter dem Mikroskop fällt gegenüber den normalen Verwitterungserscheinungen in den Grobsanden neben dem überwiegenden Quarz der weich zersetzte, in weiße Kaolinschuppen zerdrückbare, ursprüngliche Feldspat auf; in den Feinsanden, besonders Staubsanden, tritt der Quarz eigentümlich zerfressen und glashell ganz zurück gegen die weißen Kaolinitblättchen, die auch in den abschlämmbaren Teilchen weitaus überwiegen. Böden kaolinisierter Gesteine scheinen bei gleichem Sandgehalt viel leichter zu verschlämmen, eine Wasser wenig durchlässige Schicht zu bilden als normale Granitböden; die reichlichen schuppigen Aggregate legen sich enger aneinander. Daher sind anscheinend die Flächen, in welchen jene Erscheinungen sich finden, zugleich durch reichliche Wasserdurchtränkung, teilweise sogar Versumpfung ausgezeichnet.

Als Beispiele für die Anreicherung an Staubsanden, besonders an feinsten Teilen, welche in der Regel bei Abschwemmungen in tieferen Teilen des Granitgebietes eintritt, sei Probe 183 genannt, ein rötlicher, ziemlich kaolinreicher, sandiger Letten, der sich im Weiher an der Straße W. von Dinklreith sammelt. Probe 168 ist ein sandiges, auffallend stark gesondertes Umlagerungsprodukt im normalen Granitverwitterungsgebiet.

Kurze Zusammenfassung.

Im ganzen haben wir in dem nördlichen Teil des Gebietes ein typisches Beispiel für einen Granitstock,[1]) dessen schlierige Randzone in injizierte Schiefer übergeht. Der Granit ist ziemlich feinkörnig, seine stark ausgeprägten Kluftflächen fallen hauptsächlich gegen Osten ein. Er weist bereits im SW. verschiedene lokale Modifikationen auf. Während er sich gegen SO. zu, wo er ziemlich normal bei Gurlarn wieder auftaucht, nach einer schlierigeren Zone (Vornbachtal) in den normaleren blauen Granit von Neuhaus und Schärding am Inn entwickelt, stellt sich gegen N. zu eine stark schlierige Randzone ein, in der die Typenvermischung[2]) einen hohen Grad erreicht hat. Als Ergebnis sehr starker magmatischer Spaltung muß besonders die Ausbildung von gangförmigem Trappgranulit, wie die Bildung des teilweise sehr granulitähnlichen Aplitstocks von Sandbach angesehen werden, an dem die Donau etwas gegen ONO. abgelenkt wird.

Wahrscheinlich im jüngeren Paläozoikum ist die der Hauptsache nach gleichaltrige Granitmasse in die Schieferserie[3]) eingedrungen, deren hochmetamorphe Reste die nördliche Begrenzung bilden. Diese Schiefer von vermutlich altpaläozoischem[4]) Alter mit ihren untergeordneten Graphiteinschlüssen und ihren großen Marmorlagern bei Hausbach und Wimhof (mit Kontakterscheinungen) stellen typische injizierte Schiefer dar. Besonders im O. sind sie von den Kordieritgneisen von Bodenmais teilweise nicht zu unterscheiden.

---

[1]) Siehe Al. Frentzel l. c. S. 186.

[2]) Siehe Weinschenk, Spezielle Gesteinskunde 1907, Taf. VI und S. 303.

[3]) Der Perlgneis und Kordieritgneis der Gaissagruppe von Gümbels herzynischer Gneisformation, Ostbayerisches Grenzgebirg S. 575.

[4]) Siehe Weinschenk „Bodenmais-Passau“ S. 18, S. 62.

Von den sekundären Prozessen erscheint die ausgeprägte Chloritisierung ganz an die Klüfte und Ruschelzonen in der Masse gebunden, während dies von den untergeordneten Kaolinisierungen und Quarzeinlagerungen nicht nachgewiesen werden konnte.

2. Abschnitt. Jura.

Zwischen den kristallinen Gesteinen und den nächst jüngeren Schichten, welche im Ortenburger Gebiet zu beobachten sind, besteht zeitlich eine bedeutende Lücke. Erst aus dem höheren Dogger und tieferen Malm sind wieder Reste von Ablagerungen bekannt.

Von der näheren Bearbeitung des Jura war nach den langjährigen Aufsammlungen Dr. Eggers[1]) und den endgültigen Bestimmungen v. Ammons[2]) zunächst nichts Neues zu erwarten. Auch sind die Aufschlüsse, wie bemerkt, seit jenen Untersuchungen weit schlechter geworden.

Auf die wesentlichen Charaktere des vorliegenden Jura, besonders auf ihre Beziehungen zum westlichen Jura der Alb und zum östlichen in Mähren und Polen-Galizien hat ebenfalls v. Ammon bereits hingewiesen.

Als tiefstes Juraglied, welches beim Kalchberger Bruch in Unter-Voglarn in einem rötlichen Sandstein von untergeordneter Ausdehnung vermutet wird, ist nach petrographischer Ähnlichkeit der Eisensandstein des Dogger angeführt worden. Paläontologisch nachgewiesen sind folgende Schichten[3]):

unter wenig mächtigem Dolomit (nur bei Söldenau von Gümbel beobachtet):

ca. 18 m: Stufe der *Oppelia tenuilobata,* „Söldenauer Schichten"; geschichteter gelblichweißer Kalk, nur bei Söldenau. Darunter:

sehr mächtig: Stufe des *Peltoceras bimammatum,* „Ortenburger Schichten", „Kieselnierenkalk"; weißer Kalkstein mit dunklen Feuersteinen. An allen Juravorkommen, außer bei Zeitlarn. Darunter:

einige Meter: Stufe des *Peltoceras transversarium,* „Voglarner Schichten"; geschichtete grauliche Kalke, oben dolomitisch. Am Meßmer Bruch, bei Dinklreith und in Untervoglarn. Die unterste Bank dieser Stufe ist die

0,3 m mächtige glaukonitführende Grenzlage, der Grünoolith von Voglarn und Dinklreith.

0,1—0,2 m Stufe des *Aspidoceras biarmatum,* Dinklreither Schichten. Oolithischer Mergelkalk mit braunen Toneisensteinputzen und grünlichen Glaukonitfasern. Voglarn, Dinklreith.

3 m gelber spätiger Doggerkalk; Zeitlarner Schichten (Crinoideen-Kalk) des mittleren und oberen Dogger; Dinklreith, Zeitlarn, Voglarn und Marterberg.

? Eisensandstein.

Alle näheren Angaben sind bei v. Ammon zu finden.[4])

Da sich das Kalkbrechen nicht mehr entsprechend rentiert, werden auch die Brüche bei Söldenau jetzt allmählich aufgelassen. Die Spuren eines alten längst verfallenen Bruches und Kalkofens wurden unlängst 200 m S. von Dötter aus dem Acker gegraben. Der ziemlich tief liegende Bruch O. vom Hammerschmiedgütl

---

[1]) „Der Jurakalk von Ortenburg und seine Versteinerungen." 1. Bericht des naturhistorischen Vereins Passau 1857.

[2]) „Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau." Gekrönte Preisschr. München 1875.

[3]) Im wesentlichen nach v. Ammons Sammelprofil.

[4]) Bestimmungen von Spongien aus diesem Jura wurden von Zittel ausgeführt.

ist durch hereinbrechende Massen des steil darüber aufsteigenden Schotters verschüttet. In Ober-Oh findet man jetzt nur noch Lesestücke. Bei Dinklreith sind im Föckerer Bruch zwei Stellen entblößt; dagegen liegen O. an und in der Wolfach noch Jurabänke frei. Der auf Gümbels Karte östlich der Ziegelhütte angegebene Jura deutet sich auch nicht in Spuren an; es dürfte hier ein Versehen vorliegen. In der tiefsten Kalkbank des Meßmerbruchs (Transversarius-Stufe in Schwammfazies) findet man hübsche, scharfkantige, ringsum ausgebildete Quarzkristalle (+ und — R und ∞ P) als Neubildungen. Auch die Juravorkommen am Hammerberg sind jetzt verwachsen. Lesestücke findet man ebenfalls nur noch beim Lippert, Aichberg,[1]) wo die Kieselnierenkalke teilweise brekziös aussehen, und in Marterberg. Schwach betrieben werden noch die Brüche des Kalchberger in Untervoglarn[2]) und bei Fürstenzell. Hier liegt eine zusammenhängende Scholle, heute bei Scheuereck an der Straße und östlich im Tälchen bei Spirkenöd aufgeschlossen; ihr Zusammenhang wurde durch Brunnengrabungen festgestellt. Auch spricht Wineberger (l. c. 1851, S. 82) von vier früheren Brüchen in der Gegend.

3. Abschnitt. Die Kreide.

Ähnlich wie mit dem Jura steht es auch in dem Gebiet mit der Kreide. Ihre zum Turon und Senon gehörende Fauna wurde bereits von Gerster[3]) vor allem nach den Aufsammlungen Dr. Eggers bearbeitet. Sie tritt innerhalb der im Gebiet auf zwei konvergierenden Linien beschränkten Juravorkommen auf und ist noch an folgenden Stellen zu sehen:

Am Ende des Schöfbachtals stehen aus dem Schutt des alten Bruches etwa 2 m die ziemlich horizontalen grauen, meist stark mergeligen Kalkplatten mit Fossilien (Pecten, Exogyra, Scyphien ...) hervor. Als Lesestücke findet man noch hellgeblichen, harten Plänerkalk. Ähnlich den horizontalen Bänken, die sich am Voglarnbach 150 m unterhalb Obervoglarn am Bach bis gegen die steil südfallende Kreide am Kalchberger Bruch hinziehen, trifft man auch in Marterberg in einem ganz kleinen Bruch südlich des verschütteten Jura einen schaligen, splittrigen, grauen Mergelkalk in gröberen Bänken an, die mit unregelmäßigen, dünnplattigen Kalken wechseln.

Eine bedeutende Strandnähe verrät der graue, an gröberen Quarzkörnchen und Glimmer reiche Kreidemergel, welcher sehr versteinerungsreich heute in einer Grube im Tälchen W. vom Kalkberger Bruch gegraben wird; wie der durch seine Fossilien des Senons (ohne Belemnitellen) bekannte, sonst nirgends mehr aufgeschlossene Marterbergmergel, dürfte er zu jenen Mergeln gehören, welche früher zwischen Vilshofen und Passau in größeren Betrieben gegraben wurden. Bauer[4]) schreibt darüber: „Eine besondere Art des Mergels ist das sogen. Koth. Dieses wird beinahe bergmännisch in der Tiefe, meist in etwas sumpfigen Gründen, und zwar, wenn bei strenger Kälte der Boden gefroren ist, gegraben und mittels eines Haspels herausgezogen. Vermutlich ist es eine Art von Muschelmergel; von Farbe ist er dunkel, bläulich und grau; brauset sehr stark mit Säuren, verwittert sehr

[1]) Siehe Waltl 1847 l. c., S. 46 „hier sieht man deutlich, daß der Kalk auf Granit ruht, das Hangende ist ein bläulicher Mergel ...".

[2]) Abb. bei Egger l. c.

[3]) „Die Plänerbildungen von Ortenburg bei Passau" in Nov. Act. d. Leopoldina 1881, S. 1—59.

[4]) Im Wochenblatt des landwirtschaftlichen Vereins in Bayern. Jahrg. II Nr. 42, 1812.

leicht und wird dann wie Asche. Weil er sehr wirksam ist, so wird er nicht stark aufgetragen; auch kauft man ihn teurer."

Für die auftretenden Kreideschichten gab Gümbel[1]) folgendes Profil:

Obere Lagen (Buchleiten und beide Talseiten von Untervoglarn):

1. zu oberst blaugrauer, sehr kompakter, dicht- oder grobkörniger, in mehrere Bänke geteilter Kalk, der sich in Platten spalten läßt $7^1/_2'$
2. blaugrauer, durch Verwitterung braunanlaufender, harter, spröder, muschlig brechender Kalk mit Hornsteineinschlüssen . . . $1^1/_2'$
3. grauer, mehr mergeliger, nach unten dünngeschichteter und blättriger Kalk . . . . . 3'

Untere Lagen:

4. Schmutzig weißlichgrauer, harter, schalig brechender Kalk mit Glaukonit in zwei Bänken, sehr Plänerkalk ähnlich . . . . . $4^1/_2'$
5. dunkelgrauer, durch Glaukonit grünlich gefärbter, blättriger Mergelkalk, dessen Tiefstes nicht weiter aufgeschlossen ist . . . 6'.

4. Abschnitt. Tertiär.

I. Das marine Miozän.

Nach dem Meeresrückzug am Ende der Kreidezeit erscheinen erst wieder Ablagerungen des jüngeren Tertiärs. Die Spuren der Ereignisse in der Zwischenzeit, hauptsächlich abtragender Natur, sind durch noch spätere Erosion und Bedeckung zu sehr verwischt, als daß sie wenigstens in unserem engen Gebiet verfolgt werden könnten.

Bei der neuen Transgression schuf die allmählich vordringende Brandungswelle des Meeres eine ganz überraschend regelmäßige Abrasionsfläche, ein außerordentlich instruktives Beispiel für die einebnende Kraft des Meeres, welche v. Richthofen so sehr betonte. Haarscharf und auch auf größere Entfernung fast genau horizontal (s. Abb. 4) schneidet diese Fläche die nach Osten geneigten Jurakalkbänke der südlichen Wolfachlinie in 350 m Meereshöhe ab; dort ist sie auch am besten in den Brüchen zu studieren. Sonst kann man sie heute nur noch im Südosten außerhalb des kartierten Gebietes in der Gegend von Fürstenzell (s. Abb. 6 S. 152) aufgeschlossen finden, sowohl bei Scheuereck an der Straße als im Talgrund bei Spirkenöd, ebenfalls auf Jurakalk, aber hier in etwa 380 m Meereshöhe. Ist sie auch anderwärts nicht zu sehen, so verrät sie doch ihr Niveau, da keines von den älteren Gesteinen südlich der Störungslinie Kalchberger-Lippert (s. Abb. 6 S. 152) und einer von Zeitlarn nach Westen bis zum Kartenrand gezogenen Linie höher als höchstens 355 m emporsteigt, an allen Stellen aber meist gleich mit jener Höhe beginnt.

Betrachtet man diesen alten Meeresboden genauer, so stellt er sich außer bei Söldenau als eine nahezu vollkommen ebene Fläche dar. Im kleinen ist er nur ganz schwach gewellt mit einzelnen rundlichen flachen Vertiefungen, deren Oberfläche auf Auslaugungsvorgänge hindeutet. Die Stümpfe der abgeschnittenen, etwas härteren Jura-Versteinerungen stehen nur wenig hervor. Wurmförmig gewundene, auch verzweigte Röhrchen, cylindrisch, von 1—2 mm Dicke durchziehen teils die oberste, weder durch Farbe noch Verwitterung von den andern wesentlich abweichende

[1]) Ostbayerisches Grenzgebirge S. 747.

Kalkbank, teils verlaufen sie als mehr oder weniger bedeckte Kanäle an deren Oberfläche. Sie dürften ungefähr denen entsprechen, welche Brunhuber[1]) von der Regensburger Gegend beschreibt und welche ihm von *Teredo* herzurühren scheinen.

Abb. 4.
Maierhofbruch.
Mittelmiocäne Transgressionsfläche auf schwach geneigtem Kieselnieren-Kalk, horizontal. Darüber der in manchen Schichten — besonders unterste Austernbank — sehr versteinerungsreiche Meeressand.

Die eben beschriebene Ausbildung besitzt die Transgressionsfläche unter den grobsandigen Austernbänken in den Brüchen von Dötter und Maierhof. Die Spuren der Tätigkeit von Bohrmuscheln kann man in den zwei Söldenau zunächst liegenden Kalkbrüchen beobachten. Meist ziemlich dicht gedrängt und öfter verschmolzen finden sich dort auf der Transgressionsfläche — den abgeschnittenen, etwas verwitterten und eisenschüssigen Söldenauer Schichten — Löcher eingesenkt, deren Grund etwa halbkugelige Form hat und deren cylindrische Höhlung meist durch eine nahe der Gesteinsoberfläche ringsherum verlaufende Einschnürung die Gestalt einer Birne oder einer Flasche mit kurzem Hals bekommt. Die Maße dieser Löcher waren an verschiedenen Formen in Centimeter:

Tiefe:	Größte Dicke 0,6—1 cm über dem Grund:	Dicke an der Einschnürung:
1,5	1,2	0,5
2	1,4	1,2
2,5	1,5	—
2	1,4	—
2	1,4	0,9
3	1,8	1
4	3	—

Die Wandungen sind glatt und rund, außer bei den etwas größeren Löchern, welche im Ziegler Bruch (nächst Söldenau) vorkommen; letztere zeigen schwach

[1]) „Beobachtungen über Bohrlöcher . . .“ Ber. d. naturw. Vereins zu Regensburg. Jahrg. 1903/4. H. 10, S. 4.

anschwellende Leisten etwa 3 mm über den Grund horizontal oder auch schief nach aufwärts verlaufend. Diese Löcher dürften von einem größeren Vertreter der Gattung *Pholas* gegraben sein; die rein birnförmigen weisen, wie das Brunhuber l. c. S. 5 für die von Spirkenöd annahm, auf Löcher von anderen kleineren Pholaden hin. Reste der Tiere selbst waren nicht zu entdecken.[1]) Die Höhlungen sind bei dem Ziegler Bruch mit mergeligem, feinem Sand und Mergel, an einer Stelle gegen den benachbarten Wagner Bruch und in diesem noch mit Resten des groben Meeressandes ausgefüllt.

Die durch v. Ammon[2]) erwähnte kieselige Brauneisenkruste wurde auch bei Söldenau beobachtet; sie wird noch zu besprechen sein.

Entsprechend ihrer Auflagerungsfläche tragen die Sedimente des neuen Meeres den Charakter der Strandbildung an sich. Sie sind schon seit langem durch ihren Reichtum an teilweise ausgezeichnet erhaltenen Fossilien berühmt.

1768 bildete bereits Walch in seiner „Naturgeschichte der Versteinerungen" (II. Teil, 1. Abschnitt S. 68 Tab. B Nr. 13 Fig. 1, 2) einen *Pecten* von Komodingen (wohl Sommating) bei Ortenburg ab, den Schlotheim später *Pectinites gigas* benannte. Die bis jetzt bestimmten Fossilfunde sind ganz verstreut bald da bald dort erwähnt worden; die vollständigsten Listen gab v. Gümbel namentlich nach den langjährigen Aufsammlungen Dr. Eggers in seiner Arbeit „Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet und die Stellung des Schliers von Ottnang." Sitzungsber. d. math. phys. Kl. der K. B. Akad. d. W. 1887 H. 2. Egger[3]) hat vor allem die ziemlich reiche Foraminiferenfauna bearbeitet.

Als Ausgangspunkt für die Schilderung der Schichtenfolge möge das im Hangenden des Jurakalkbruchs zu Maierhof[4]) ununterbrochen aufgeschlossene Profil dienen. Von unten nach oben liegen hier diskordant über den etwa 10° nach ONO. einfallenden Kieselnierenkalkbänken folgende Schichten horizontal:

a) Bis 1 m mächtiger, grober, grauer und grünlicher Quarzsand mit spärlichen Kieselchen von $^1/_2$ cm Größe, teilweise in eine feste Austernbank übergehend; an der Ziegelhütte sind darin die schwarzen Kieselnieren des unmittelbar unterliegenden Kalks angereichert. Aus dieser besonders an Austern und Pectiniden bester Erhaltung reichen Lage stammen neben Balanen, Haizähnen u. s. w.:

Ostrea lamellosa Brocc.

Sehr zahlreiche Übergänge[5]) von dieser Form zu *Ostrea edulis* L.

Ostrea lamellosa Brocc., eine Form, die sich durch die unregelmäßig blättrige Struktur der linken Schale der *Gigantostrea crassicostata* Sow. nähert.

Ostrea aff. Hoernesi Reuss; Muskeleindrücke doppelt so groß als beim Typus dieser Art.

Aequipecten praescabriusculus Font.[6])

Pecten camaretensis Font.; liegt nach Fontannes l. c. S. 90 im Horizont über *P. praescabriusculus* und unter *P. scabriusculus*.

---

[1]) Egger sagt in „Der Jurakalk bei Ortenburg . . ." S. 6: „es ist bisher nur ein einziges Mal geglückt, den Kern einer solchen Bohrmuschel zu finden in einer Stellung, wie ursprünglich das Tier im Schlamm gesteckt haben mag. Herr Hofrat Bronn hat sie mir als *Fistulana pyrum* Lk. bestimmt."

[2]) „Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau" S. 99.

[3]) G. Egger „Die Foraminiferen der Miozänschichten bei Ortenburg", Stuttgart 1857.

[4]) Eine längst abgegrabene Profilansicht gab Gümbel „Ostbayer. Grenzgebirge" 1868, S. 785.

[5]) Angesichts der außerordentlichen Formenmannigfaltigkeit kann nur von einer sehr eingehenden Bearbeitung eine befriedigende Charakterisierung gegeben werden.

[6]) Diese Art bezeichnet im Basin du Rhône nach Fontannes („Études . . . dans le basin du Rhône" 1878, S. 82) stets die Basis des Miozän, ebenso trifft man sie in den tiefsten (Horner) Schichten des Wiener Beckens meist in großer Menge.

Pecten pseudo-Beudanti Dep. et Rom. (obere Klappe).

Aus der entsprechenden Austernbank im Dötter-Bruch wurden noch bestimmt:

Ostrea aff. edulis L., vom Typus durch schwache unregelmäßige Rippen und rundlichen Muskeleindruck der linken Schale stark abweichend;

Gigantostrea crassicostata Sow., längliche Form mit breiten aber flachen, die Bandgruben begleitenden Wülsten.

Daß der Sand dieser Ablagerung hauptsächlich aus Quarz besteht, ist bei der Bearbeitung des Materials am Strand nicht zu verwundern. Auch der Quarzsand des Strandes am Fuß der Pyrenäen[1]) stammt aus der Aufarbeitung der Granitküste. Wie der Glimmer- und Feldspatgehalt, so ist auch der Kalk von den hier noch an der Küste aufragenden Jurafelsen weggespült worden.

b) Es folgt 3,2—5 m mächtig ein feinerer, gleichmäßigerer Quarzsand von gelblicher, graulichgrüner, auch bräunlicher Färbung. Er ist unten versteinerungsarm, nach oben liegen in Streifen mehr Fossilien; besonders an der oberen Grenze sind die meist dicken Schalen der Muscheln stark angereichert, so daß sie als weißes Band[2]) recht kontinuierlich an der Grubenwand hervortreten. Hier liegen besonders die Schalen des *Amussiopecten gigas* Schloth. (früher „*Pecten solarium* Lam."), an denen eine Länge von 18 cm, eine Höhe von 15,5 cm und eine Dicke (zweiklappig) von 6,5 cm nicht selten. Auch die kleinere Form (11,5 bzw. 10,5 bzw. 2,8 cm) von *Amussiopecten gigas* Schloth. *var. plana* Scheff. wurde hier aufgefunden. Daneben liegen in großer Zahl Vertreter der Gattungen *Pectunculus, Venus* u. s. w., deren Schalen aber meist durch das zirkulierende Wasser sehr bröcklich geworden sind.

An dieser Zersetzung ist die Wirkung jener Agentien besonders beteiligt gewesen, auf welche die Beschaffenheit der überlagernden Bank

c) mit ihrer eigentümlich rötlichbraunen Färbung hinweist. Sie besteht aus grobem Quarzsand, dem viel rötlichbraunes, eisenschüssiges Material beigemengt ist, welches außerordentlich an gewisse Roterde-artige Verwitterungsprodukte erinnert. Unregelmäßige, zum Teil skelettähnliche Knollen von weißlichem, sandigem, konkretionärem Kalk nehmen oft größere Partien dazwischen ein; darin liegen auch ziemlich reichlich Gerölle von Feuerstein, Quarz und Granit. Versteinerungen sind nicht selten, doch fast nur als Steinkerne erhalten. Diese 1,5—2 m mächtige Bank liegt auf etwa 0,5 m grünlichem und rotbraunem, etwas mergeligem Sand, welcher in den unterliegenden Sand unregelmäßig in kurzen Vertiefungen und Zapfen eingreift.

Unmittelbar darüber liegt etwa 1 m lettiger Mergel, welcher als unterstes Glied einer jüngeren Serie erst später besprochen werden soll.

Entsprechend dem rasch wechselnden Charakter der Litoralfazies findet man zwar in dem nur 750 m nordwestlich gelegenen Dötter-Bruch die Schichten des Profils wieder, doch in Mächtigkeit und Zusammensetzung schon ziemlich verändert. In der Austernbank liegen hier die meist wenig gerundeten Stücke des unweit anstehenden Granits. Die rotbraune Bank c) ist noch typisch entwickelt. Sie wird von grünlichem Letten überlagert und enthält neben wenig zahlreichen Versteinerungen ebenfalls harte Kalkknollen, die teilweise zu großen, abenteuerlichen Ge-

[1]) Siehe Johannes Walther „Lithogenesis" 1894 S. 872.

[2]) = Lage 5 des von Fr. E. Süss gegebenen Profils. Siehe „Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern". Annalen des naturh. Hofmus. Bd. VI. H. 3 u. 4. 1891.

bilden verkittet sind. Ihr Material besteht aus einigen eckigen bis walnußgroßen Graniten, eckigem Quarz von Grobsand- und Grandgröße, Feldspatstückchen, kleinen schwarzen Hornsteinen, Glimmer und einigen Muschelschalen; kleine Flecken von schwärzlicher, konkretionärer Substanz sind überall abgesetzt. Als Hangendes der Bank c) tritt hier meist nicht sofort der reine Letten bzw. Mergel auf, sondern dieser ist unten in der Regel noch mit Streifen von gröberem Quarzsand durchsetzt; darin liegen zahlreiche zerriebene Schalenreste besonders von *Pecten*.

Anders wird das Bild, wenn man sich in der Wolfachlinie nach SSO. wendet. 625 m von Maierhof liegt der Weng-Bruch; die Lagen a) und b) sind hier auf 1,8 m reduziert und lassen keine Lokalgliederung erkennen. Das Material ist ein grauer, teilweise bräunlicher Quarz-Grobsand, recht verschieden gekörnt, mit vielen größeren Kieselchen; er enthält eine sehr große Zahl von zerbrochenen Fossilresten in ganz unregelmäßiger Verteilung. Der ganze Absatz scheint in sehr stark und wechselvoll bewegtem Wasser gebildet; auffallend ist die Menge von Ton, welche dem groben Sand beigemengt ist; wenn sie nicht nachträglich eingeschwemmt wurde, muß man das Fehlen einer sondernden, die feinsten Teilchen ausspülenden Unterströmung[1]) beim Absatz annehmen. Ruhigeres Wasser hat darüber 25 cm hellgelblichen lettigen Mergel abgesetzt, vielleicht gleichzeitig mit Partien des feineren oberen Sandes von Maierhof. Wie dort, so folgt auch bei Weng darauf die auf 65 cm reduzierte rötlichbraune Lage c), typisch entwickelt, stark durchsetzt mit Brauneisen, das teilweise eigentümlich glatte Rinden bildet, und mit zahlreichen Schalenresten, besonders von Ostreen und Pectiniden. Auch hier erscheint als Hangendes 3—4 m mächtig ein grünlicher lettiger Mergel.

Begibt man sich in die drei südlich anschließenden Brüche gegen Söldenau, so sieht man, wie sich die bisher verfolgten Lagen im gleichen Sinne noch mehr verändern. Die Reduktion ist hier nahezu vollendet, denn wir finden die Sande unter dem gleichen mehr oder weniger lettigen Mergelschiefer nur noch in den Einsenkungen der Transgressionsfläche in Resten vor. Der Charakter der rötlichbraunen Bank c) ist hier deutlich ausgeprägt. Im Ziegler Bruch ist der Jurakalk durch Vertiefungen und Schlotten von 5 cm bis über 1 m Tiefe und mehreren Dezimetern Breite ausgehöhlt und von einer 5—30 cm mächtigen, äußerst unregelmäßigen Masse ausgefüllt. Letztere, ein stark eisenschüssiger, gelbbraun-streifiger oder auch schwärzlicher lehmiger Sand, enthält gerundete Kiesel von Gangquarz, schwarze Feuersteine (Kieselnieren), kantengerundete grob- oder mittelkörnige Granite, dunkelbraunen Quarzit. Besonders die Granite sind von einer schwärzlichen, glänzenden Haut überzogen. Eine eigentümliche schwarze Kruste zeigen auch die Bohrlöcher gegen den nördlich benachbarten Bruch zu; sie wurde bereits von Spirkenöd und von anderen Stellen der Bank c) erwähnt. Diese Bank macht nach allem den Eindruck, als ob sie im wesentlichen den Agentien der Verwitterung ihr heutiges Aussehen verdanke. So lassen sich die hier unvermittelt und regellos auftretenden Gerölle erklären, so die roterdeartigen Massen mit ihrem Hinweis auf die intensiv arbeitende Verwitterung subtropischer Zonen, die sehr intensive Auslaugung der Fossilschalen gerade in dieser Bank und die Masse der teilweise wohl aus dem überliegenden Mergel stammenden konkretionären Kalkgebilde. Die starke Anreicherung von Eisenhydroxyd und nicht zuletzt die Auslaugung und Schlottenbildung im Jurakalk nur an den Stellen, wo die Bank c) unmittelbar auf diesen zu liegen kommt, stützen diese Annahme.

[1]) J. Walther. Lithogenesis. 1894, S. 837.

Der Meeresboden scheint also an der Wolfachlinie einige Zeit Land geworden zu sein; die Größe dieser auftauchenden Scholle konnte mangels Aufschlüsse nicht ermittelt werden; sie ist bei den Brüchen auf nicht ganz 2 km nachzuweisen; auch der Betrag der relativen Hebung ist kaum festzustellen, doch war er sicher nur gering.

Für die Erkennung der Verbreitung des Meeressandes sind außer der Wolfachlinie nur wenig gute Aufschlüsse vorhanden. Im Westen kommen fossilreichere Grabsande nur südwestlich von Wurmaign in Betracht.

Im Süden liegt das Ende des Tälchens bei Kamm im Hangenden des Sandes; einem ähnlichen Niveau dürften die tieferen Sand- und Mergellagen angehören, welche bei dem neuerdings gegrabenen Brunnen der neuen Haushaltungsschule von Ortenburg gefördert wurden. Ganz undeutlich aufgeschlossen liegt in dem alten Schöfbach-Bruch O. von Maierhof der Meeressand mit Kieselnieren und gut gerolltem feldspatführendem Quarzit der Kreide auf. Zahlreiche Schalen von Pecten, Ostrea u. s. w. liegen verstreut in der Ackerkrume, welche jetzt die etwas eingeebnete Schutthalde des ehemaligen Bruches bedeckt. Man findet auch noch größere Stücke von konkretionärem Kalk mit Granitrollstücken, Bivalvenabdrücken; Haizähne und Schalenabdrücke von *Terebratula* stehen daraus hervor. Ganz ähnliche Lesestücke kann man bei dem verschütteten Jurabruch NO. von Blindham finden. Auch bei Oberoh beobachtete man seinerzeit Meeressand.

Einer zweiten Tiefenlinie gehört der durch Bohrung gefundene Meeressand SO. bei Elexenbach und W. und vor allem O. bei Semmating an, wo er am Grund der steil ansteigenden östlichen Talseite gegraben wird. Hier entspricht jedoch nur der untere Teil des Aufschlusses den Sanden von Maierhof; er besteht aus 1,3 m feinem Sand mit weniger Pectiniden *(Aequipecten praescabriusculus* Font.*)* und darüber einer 1 m mächtigen besonders pectinidenreichen Muschelbank u. a. mit *Balanus concavus* Bronn und *Anonia* sp. Über 1,5 m Mergel mit sandig-grandigen Zwischenlagen folgt 2 m teilweise verfestigter Grobsand mit sehr zahlreichen, aber umgelagerten und daher meist zerbrochenen Fossilien des tieferen Niveaus; nur die widerstandsfähigen Schalen von *Ostrea gingensis* Schloth., *Crassostrea crassissima* Lam. und *Ostrea fimbriata* Grat. sind noch einigermaßen unverletzt neben Fragmenten von *Terebratula* cf. *grandis, Anomia* sp., *Dendrophyllia,* zahlreichen Bryozoen[1]) u. s. w. Ähnlicher verkitteter Sand mit *Crassostrea crassissima* Lam. liegt am Talgehänge östlich von Unterhaushof.

Die Stellung des bräunlichweißen, versteinerungslosen Quarzsandes, der im Kalkberger Bruch Jura und Kreide bedeckt, ist unklar; er führt viel zersetzten Feldspat und ist teilweise stark eisenschüssig und verkittet. Beim Lippert waren noch Frühjahr 1912 im Tälchen die jetzt durch einbrechende Quelle verschütteten, feinen, glimmerig-mergeligen Sande aufgeschlossen, die unten auf 1 m sehr zahlreiche Fossilien bergen. Daraus wurden bestimmt:

Anomia ephippium L. var. *ornata* Schff. linke Klappe; stimmt gut mit dieser von Schaffer im „Miozän von Eggenburg" I. Die Fauna S. 25 aufgestellten Varietät überein.

Turitella Doublieri Math. Fragment.

Protoma cathedralis Brong. var. *quadricincta* Schff. Fragment.

Ancylus sp., *Cardium* sp., *Dentalium* sp., *Venus* sp., *Turritella* sp.

---

[1]) v. Gümbel „Die miozänen Ablagerungen . . ." S. 303, 1887 (cit. S. 112).

Aus diesen Schichten spült hier der kleine Bach zahlreiche, teilweise gut erhaltene Schalen aus und verbreitet sie bei höherem Wasser auch auf der Wiese. Darunter waren:

Pectunculus Fichteli Desh.
Pectunculus Fichteli var. *Vindobonensis* Schff.
Amiantis gigas Lam. *(Venus umbonaria).*
Cardium cingulatum Goldf.
Turritella turris Bast.
Ancillaria sp., Korallenstock *(Lobopsammia?).*

Die Stellen, an denen früher besonders von Egger bei Aichberg[1]) und Habüchler gesammelt wurde, sind jetzt nicht mehr bekannt; dort stand seinerzeit Mergel an, der ähnlich dem feineren mergeligen Sand beim Lippert auf ein ruhigeres Wasser, wohl in einer schlammigen Bucht hindeutet.

Analog der Sedimentänderung im Wolfachtal gegen N. zu scheint sich auch das Profil über dem Jura bei Fürstenzell gegen ONO. zu verändern: während im W. bei Scheuereck 6—7 m Letten und Mergel nur mit Sandschnüren und zerriebenen Ostreen[2]) auf dem Jura liegt, sieht man 1/2 km östlich über dem Spirkenöder Jura 6 m ungleichkörnigen groben Quarzsand wechselnd mit härteren Bänkchen und Lettenzwischenlagen, darin *Crassostrea crassissima* und andere zerriebene Schalen. Etwa 20° SW. fallend folgt darauf 1,5 m Sand mit rotbraunen und schwarzen kohligen Lagen, welcher ganz unzerstörte Reste besonders von dünnschaligen Austern (*O. edulis* cf. var. *adriatica* Lam.) enthält. Diese Lagen dürften aber insgesamt bereits einem höheren Horizont angehören; Äquivalente der Maierhofschichten a) bis c) sind, wie bei Söldenau, nur durch die mit grobem Sand ausgefüllten Bohrmuschellöcher auf der Transgressionsfläche angedeutet.

Schwer ist es auch ohne genauere Kenntnis aller Schichten der Nachbarschaft die Stellung einzelner anderer Aufschlüsse, wie die im Tal W. von Sommerei und bei Niederham N. von Harbach zu erkennen. Die feinen Sande u. a. mit *Aequipecten* aff. *scabrellus* Lam.[3]) liegen dort unter Mergel und deuten wohl auf ruhigeres, etwas tieferes Wasser hin. Da ihre Stellung aber nicht gesichert, können sie nicht ohne weiteres als Äquivalente unseres Meeressandes, somit als Zeugen des entsprechenden, hier tieferen Meeres verwendet werden.

Sicher ist aber, daß die Transgression vorerst ihr Ende an der Randspalte erreichte, denn es sind nördlich von ihr keine weiteren Strandablagerungen im Hangenden des Granit-Gneises zu finden. An der Wolfachlinie gegen S. und von Fürstenzell gegen W. gelangen wir in reduzierte Schichten und in ein Gebiet, das jedenfalls in größeren, nicht aufgeschlossenen Tiefen die zeitlichen Äquivalente der entsprechenden Flachsee birgt. An dem etwa mit der Randspalte verlaufenden Küstensaum scheint im Schutz einer Halbinsel oder vorgelagerten Insel in der Gegend von Lippert und Aichberg lange ruhigeres Wasser bestanden zu haben. Für die spätere Zeit kann man in dem an der Wolfachlinie aufgetauchten Land die schützende Barre vermuten. Dadurch konnten sich dort auch die dem Granit unmittelbar vorgelagerten Küstenfelsen des Jura und der Kreide in den mergeligen Sedimenten ausprägen; denn an den anderen bewegten Litoralstellen schaffte die stärker spülende Unterströmung die weicheren, kalkigen Abrasionsprodukte zurück in die Flachsee.

---

[1]) v. Gümbel, Geologie von Bayern II. S. 376.

[2]) Fr. E. Süss l. c. S. 420 erwähnt aus einer Zwischenlage *Nucula* cf. *Ehrlichi.*

[3]) Mit 17 Rippen auf der linken Klappe, die am Vorder- und Hinterrand schwächer werden; die Radialstreifen sind breiter und schwächer als beim Typus der angeführten Art.

Sowohl die mergeligen als die grobsandigen Schichten erklärte Gümbel[1]) als gleichaltrig mit den tieferen Schichten im Horner Becken (Loibersdorf-Gauderndorfer Schichten). Speziell die Grobsandfazies mit ihrer Fauna „spricht mit ihrem Gesamteindruck mit Entschiedenheit für einen Vergleich mit den tiefsten Schichten im Horner Becken und außerdem mit den tiefsten Lagen der subalpinen und subjurassischen miozänen Meeresmolasse. Von anderweitigen Ablagerungen läßt sich bestimmter nur Fontanne's Miocène moyen, Langhien (?) et Helvetien I in der Gruppe von Visom — die Molasse mit *Pecten praescabriusculus* — in Parallele stellen". Wenn diese Schichten auch ins Untermiozän zu stellen sind, so braucht doch damit noch nicht notwendig, wie Gümbel wollte, mit der Transgression auch das Miozän zu beginnen. Denn mag diese Meeresüberflutung in unserem Gebiet ein noch so einschneidendes Ereignis darstellen, immer muß doch jene zeitliche Grenze zwischen Oligozän und Miozän festgehalten werden, welche zuerst definiert und anerkannt wurde.

II. Die Sedimente des Mittelmiozän.

a) Übergangsbildungen.

Kehren wir wieder in den Maierhofbruch zurück, so sehen wir die tertiäre Verwitterungsbank c) von einer petrographisch wesentlich anders entwickelten Serie überlagert. Im Gegensatz zu den an tonigen und kalkigen Beimengungen armen, meist groben Sanden der Unterlage wiegen hier Mergel, Letten und feine Sande weitaus vor. An Fossilien ist nichts zu entdecken. Auffallend ruhig ist die Überlagerung von c) durch 1,4 m feinen lettigen Mergel. An der Wand der östlich anschließenden Tongrube folgt darauf 3 m grünlicher Letten, 3 m bräunlicher und grünlicher Letten mit Sand-Schmitzen und -Streifen, 0,5 m lettiger Grobsand und 0,5 m grandig-sandiger streifiger Letten, rötlich und grünlich, nach oben in rötlichen Sand, die Basis des höheren Quarzschotters, übergehend. Etwa das gleiche Bild zeigen die anderen Aufschlüsse gegen Söldenau: über c) folgt eine grünliche Letten- bzw. Mergellage von 4—6 m Dicke, darauf ein starker Wechsel sehr unregelmäßig gelagerter Grobsand- und Letten-Schichten. Nur beim Dötter stellt sich bereits unter dem Letten ein lettig-mergeliger Grobsand mit zahlreichen zerriebenen Fossilschalen ein.

Die mehr oder weniger groben meist grünlichen Sande der Zwischenlagen bestehen neben vorwiegendem Quarz aus weißlich zersetztem oder auch noch frischem Feldspat; in diesem fast nicht gerundetem Material treten außer spärlichem Rutil und lichtem Glimmer nicht selten Magneteisenkörnchen und manchmal reichlich Glaukonit auf. Vereinzelt sind Schmitzen von schwarzer kohliger Masse zu bemerken.

Besonders auffallend ist der außerordentlich unregelmäßige und scharfe Wechsel von grobem Sand und Grand in den feinkörnigsten Mergeln und Letten. Bald nimmt der eine, bald der andere Komponent überhand. Charakteristische Proben dieser Sedimente wurden bei dem Grundaushub für den Neubau der Haushaltungsschule in Ortenburg ausgegraben.

In dem groben Quarzsand mit bis walnußgroßen, kantengerundeten Quarzen waren dort z. B. einzelne Fladen und mehr oder weniger geschichtete Putzen von feinem grauen Mergel zu beobachten. Die dickeren oder dünneren Fladen sind teils zerbrochen und mit Kalzit ausgeheilt, teils stärker verworfen, vielfach auch schwach gefältelt und gebogen. Sie deuten an, daß der Meeresboden in der Nähe bis auf Tiefen wieder aufgewühlt wurde, in denen die feinen Mergellagen schon ziemlich verfestigt waren.

[1]) l. c. S. 301 ff.

Ganz ähnliche Sedimente stehen am Tümpel bei Kamm südlich am Taleingang an. Hierher gehört anscheinend der bräunliche, etwas glaukonitische, feldspatführende Quarzgrobsand mit Letten- und Mergel-Zwischenlagen im W. beim Harrer, der sandige Mergel mit *Pecten* am Hohlweg SW. von Wurmaign, der Mergel mit Grobsand-Schmitzen von Unter-Iglbach, die schon erwähnten hangenden Sande von Semmating und die Schichten in den Gruben von Gobertsham (2 km vom Wellner im SO.). An letzteren beiden Orten liegen recht dünnschalige Austern, was jedenfalls nicht auf Kalkmangel,[1]) sondern auf zeitweilige Ruhe des Wassers deutet. Auch der bereits beschriebene Quarzsand von Spirkenöd entspricht dem besprochenen Horizont. Dagegen stellen sich, wie erwähnt, im Hangenden des Jura von Scheuereck 6—7 m mächtige Letten mit Sandschnüren ein, welche nach Fr. E. Süss zum Schlier gehören.

Vertreter der eigenartigen Schlierfauna konnten im Ortenburger Gebiet an zwei Stellen nachgewiesen werden, nämlich in der Grube W. von Wapmannsberg (375—385 m hoch) und im Brunnenaushub beim Schulhaus in Holzkirchen in etwa 365 m Meereshöhe. An beiden Orten treten petrographisch einander ähnliche, bläulich-graue, glimmerige, sehr sandreiche Mergel und mergelige Sande mit reichlich groben Körnchen auf. Sie fallen zwar annähernd unter die ziemlich weite petrographische Fassung des Begriffs „Schlier", welche E. Süss[2]) mit den Worten gab: „Schlier nennt man in Oberösterreich einen in der Regel mehr oder minder feinsandigen und glimmerigen, häufig schieferigen Tonmergel von lichtblauer oder blauweißer Farbe, welcher weniger plastisch ist als der Tegel von Wien." Doch weichen unsere Sedimente durch den hohen Gehalt, vor allem an ziemlich groben Sanden, von den typischen wesentlich ab. Paläontologisch stimmen dagegen die Fossilreste gut mit denen des echten Schliers überein. Neben einigen Exemplaren der brackischen *Oncophora Partschi* var. *Gümbeli* Hoernes und kleinen Schälchen von *Cardium bavaricum* v. Amm. in Mergel fanden sich bei Wapmannsberg sehr zahlreich im glimmerreichen mergeligen Sand:

Nucula placentina Lam. und große Schalen von
Leda subfragilis R. Hoernes.

R. Hoernes[3]) beschreibt diese aus dem österreichischen Schlier, wo sie allerdings nicht gerade häufig sind. Im Brunnenaushub beim Schulhaus von Holzkirchen lagen unter Quarzkies im Mergel mit Sand-Zwischenlagen:

Buccinum Pauli R. Hoern. kommt außer im Schlier nicht selten auch in der jüngeren Mediterranstufe vor; zwei Stück.
Solenomya Doderleini Mayer, selten auch in der zweiten Mediterranstufe; Fragment.
Cassis sp.; verdrücktes Fragment.
Tellina ottnangensis, ein kleines Exemplar; nur aus dem Schlier angegeben.
Nucula placentina Lam., verschiedene Stücke.

[1]) Nach J. Walther (Lithogenesis S. 666) sind bei gleichem Kalkgehalt des Wassers in der Ostsee die gleichen Arten dünnschalig, welche in der bewegten Atlantik dicke Schalen haben.

[2]) „Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I: Über die Gliederung d. tert. Bildungen zwischen d. Mannhart, d. Donau . . ." S. 32.

[3]) R. Hoernes „Die Fauna des Schliers von Ottnang." Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. Bd. 25, 1875, S. 378 H. 4.

Patella aff. *excentrica* Sandb.[1])
Ostrea sp., linke Klappe.

Obwohl diese Funde in Sedimenten liegen, welche nicht nur von denen des normalen Schliers, sondern auch von den besprochenen, äußerst wechselvoll zusammengesetzten Übergangsgebilden abweichen, müssen doch nach der Lagerung mindestens die sonst an nicht eingeschwemmten Versteinerungen leeren Schichten zwischen 365 und 385 m Meereshöhe als zeitliche Äquivalente des Schliermeeres angesehen werden.

b) Die Absätze des Brackwassers.

1. Die Sedimente.

Über der Zone von Ablagerungen sehr wechselnder Beschaffenheit wurde etwa von 390 m Meereshöhe ab eine Schichtenfolge gebildet, welche einen wesentlich ruhigeren Charakter des Wassers andeutet. Die Korngröße überschreitet jetzt nicht mehr diejenige des Feinsandes; nur noch ganz selten findet man als Nachklang früher bedeutenderer Einschwemmungen mitten in dem normalen, durch brackische Fossilien charakterisierten Sediment dichte, unregelmäßige Kalkkonkretionen mit Bruchstücken von *Pecten* und *Ostrea*, so bei dem zweiten Hof WSW. von Wurmaign Stücke von *Ostrea edulis var. adriatica* Lam. Aber der Charakter des raschen Wechsels ist auch hier ausgeprägt. In unübersehbarer Mannigfaltigkeit wechseln Ton-, Kalk- und Quarz-Gehalt; als einziges ziemlich konstantes Merkmal erscheint nur der makroskopisch hervortretende lichte Glimmer; doch auch dieser wird bei manchen Ton- und Mergellagen vermißt. Im großen besteht bei dieser bis 455 m emporreichenden Sedimentfolge ebenfalls keine größere petrographische Ähnlichkeit gleichzeitiger Ablagerungen auf einige Entfernung hin. Als Beispiel möge das Profil in der Grube bei Hafenberg (im SO.) angeführt werden. In 440 m Höhe liegt dort über feinem Sand von oben nach unten:

1,5 m Wechsel von glimmerig-sandigem Letten und Ton;
0,5 m glimmerarmer Grobsand, rotbraun, teilweise im Wechsel mit glimmerigem Ton und rundlichen Stücken des unterliegenden Tons; an der Basis darin ungerollter Quarz, weißlicher Feldspat, wenig Glimmer von Grandgröße;
0,9 m glimmerreicher, sandiger Letten und Ton mit dendritischen Eisen- und Manganausscheidungen und einem (?) Stengelabdruck;
0,05—0,3 m rötlich gefärbter Ton mit Deckeln von Schneckenschalen (analysierte Probe 132);
0,8 m heller Ton, oben reich an Glimmer und feinem Sand, unten mit pilzhutförmigen oder unregelmäßig nierigen Konkretionen von dichtem grauen Kalk und mit länglichen Zapfen von konzentriertem Brauneisen;
1,5 m grünlicher, glimmerig-sandiger Letten bis lettiger Sand, an der Basis mit zahlreichen nierenförmigen Knollen dichten weißen Kalks.

Die Kalkkonkretionen kommen auch in anderen Gruben (beim Hilkinger z. B.) nicht selten vor.

Besonders interessant sind die Pilzhutformen; ihre Größe schwankt zwischen 1 und 10 cm im Durchmesser und 0,5—2 cm in der Dicke. Sie liegen als rundliche Scheiben meist nach oben konvex, nach unten etwas konkav zwischen den Letten- oder Mergellagen. Nur die konvexe oder auch beide Oberflächen sind unregelmäßig wollig-wulstig von Spalten kreuz und quer durchzogen,

[1]) Weicht besonders durch den steiler abfallenden Wirbel von dieser Form ab, welche Sandberger „Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens“ 1863 S. 181 aus dem mitteloligozänen Weinheimer Meeressand als selten anführt.

die von außen tief ins Innere schneiden und kurz vor der Mitte sich schließen; dadurch entsteht eine mittlere Platte, auf der polygonale Prismen mehr aneinander stehen. An anderen Stücken ist diese mittlere Platte dicker und reicht als wulstiger Rand über die Felderfläche hinaus. Unregelmäßigere lappige Formen mit undeutlichen Rissen leiten zu den knolligen, strukturlosen Gebilden über. Die Substanz besteht aus 80—90% kohlensaurem Kalk und sehr feinen, wohl tonigen Teilchen; sie ist weiß, innen meist dichter und grau. Die Bildung der Konkretionen steht offenbar in näherem Zusammenhang mit ihrer Lagerung im Profil; besonders in der Basis einer Mergel- oder Letten-Schicht nahe der Grenze gegen eine darunter liegende Sandlage sind sie angereichert.

In den recht zahlreichen Gruben, welche die Bauern zur Gewinnung von „Mirgel", Ton oder feinem Sand in den besprochenen Schichten anlegen, beobachtet man in der Regel einen im ganzen etwas konstanteren Sedimenttypus als in dem angeführten Profil. Sehr verbreitet und in mächtigeren Lagern tritt der durch etwas reichlicheren Glimmer mehr oder weniger gut geschichtete feinsandige oder tonige Mergel von grauer Farbe auf, der Hauptträger der Fossilschalen. Durch Aufnahme von mehr feinem Sand und Glimmer entwickeln sich daraus mergelige Feinsande (Maiersberg), wie sich aus den mitunter erscheinenden Tonlagen (Hafenberg, Hilkinger, Ober-Iglbach) alle Übergänge zu Letten (Hinterschloß) und meist sehr glimmerreiche, lettige Feinsande (Niederham, Auf der Linden) beobachten lassen. Wenn die glimmer- und feldspatreichen feinen Quarzsande stärker verwittert eine rotbraune Farbe bekommen, reicher an etwas gröberem Sand, vor allem an Glimmer werden, so entstehen die in den höheren Lagen verbreiteten „Fuchssande" von Wimberg oder S. vom Harrer.

Sedimente des brackischen Mittelmiozän.

Resultate der mechanischen Analyse nach Kopeckys Methode.

Nummer der Probe	Benennung	Ort der Probeentnahme	% des Feinbodens der Korngrößen mm				Kalkgehalt (CO_2) n. Passon %
			0,1 bis 2	0,05 bis 0,1	0,01 bis 0,05	< 0,01	
138	$\overline{g}$l s	Grube SW. Auf der Linden 2 m tief	28,62	57,76	8,18	5,44	—
5	$\overline{g}$l l s	Grube in Maiersberg	5,32	26,44	37,99	30,25	1,7
21	$\breve{l}$ gl Sand	Sandgrube N. von Niederham	4,53	46,96	33,14	15,38	—
30	gl l s orangebraun	S. beim Harrer 60—70 cm tief	6,31	51,25	18,51	23,93	—
25	l $\overline{g}$l s „Fuchssand"	In Wimberg	0,98	23,10	41,64	34,28	—
27	$\overline{ss}$ gl l	Höhe von Hinterschloß 60—85 cm	1,64	9,81	54,87	33,68	0,06
153	gl ss $\underline{g}$ l	Am westl. Haus von Haimbuch 1,5 m tief	2,61	14,24	35,41	47,65	0,05
10	Tonmergel mit Sandlagen wechselnd	Zieglerbruch (Söldenau) 20 cm über dem Jura	0,61	7,87	36,31	55,21	20,5
28	gl s l	Höhe von Hinterschloß 85—100 cm tief	5,38	9,96	24,21	60,45	0,05
196	gl Tonmergel „Schlier", hellgrau	Mergelgrube bei Prims	1,8	5,62	28,90	63,68	15,0
16	$\breve{g}\underline{l}$ Ton, grau	Grube O. vom Hilkinger	3,43	8,61	22,12	65,84	—
178	fetterTonmergel,grau	Mergelgrube N. vom Rauscher	2,32	6,17	22,50	69,01	30,0
9	Ton, grau	Mergelgrube S. von Ober-Iglbach	0,29	3,85	24,67	71,19	—
17	fetter Tonmergel, grau	Mergelgrube W. von Wurmaign 60—70 cm	1,30	2,30	18,64	77,76	20,5
132	Ton, rötlich	Grube W. von Hafenberg	4,44	4,87	10,50	80,19	—

Zur näheren Kennzeichnung, als Vorarbeit für spätere Studien über Sedimentbildung und um dem unmittelbar praktischen Bedürfnis zu entsprechen, wurden die Haupttypen der Sedimente mechanisch und mikroskopisch untersucht. Zur Tabelle (S. 120), welche die Resultate der mechanischen Analyse wiedergibt, ist zu bemerken, daß die an abschlämmbaren Teilen besonders reichen Proben auch durch längeres Kochen vor der Analyse nicht ganz vollständig zerlegt wurden, so daß der Gehalt an gröberen Teilen hier etwas zu hoch angegeben wird. Für den hier in Betracht kommenden Zweck genügte jedoch die Trennung. Die Resultate der mikroskopischen Untersuchung sind in einer weiteren Tabelle auf S. 127 f. angeführt.

Bezüglich der Verbreitung ist zu betonen, daß die brackischen Schichten zwar im ganzen ungefähr das Gebiet des Meeressandes einnehmen, indem auch sie nur auf der südlichen Kartenhälfte liegen; doch weisen die nördlich der Randspalte bei Giglmöhren und nordwestlich im Granitgebiet gelegenen petrographisch übereinstimmenden Sedimente auf ein weiteres Vordringen dieser höheren Ablagerungen in den Bayerischen Wald hin. Eine stärkere Einbuchtung macht die nördliche Verbreitungsgrenze von Hainbuch südwestlich über Scheunöd bis Blindham und von da über Bergham[1]) nach Norden. Für die Feststellung des genaueren Küstenverlaufs kann aber diese Linie nicht benützt werden, da auch die nördlichsten Sedimente keine wesentlich küstennähere Fazies zeigen und da die in der Folgezeit das Gebiet durchziehenden Flußläufe an vielen Stellen, besonders im Norden, die weichen Sedimente forttrugen.

2. Die Fauna.

Wie schon erwähnt, enthalten die höheren, feineren Ablagerungen die Reste einer eigentümlichen, dem Brackwasser entstammenden Fauna; die ziemlich zarten, kleinen Schälchen liegen in nicht gerade zahlreichen, aber recht fossilreichen Lagen. Allenthalben sind darin die zwei Formen verbreitet:

Oncophora Partschi var. *Gümbeli* Hoernes und
Cardium bavaricum v. Ammon in einer kleinen Varietät.

In typischer Größe (Länge 14—23, Höhe 12—22 mm) konnte letztere Art nur spärlich in der Mergelgrube von Prims im SO. aufgefunden werden. Alle anderen sehr zahlreichen Stücke aus den Gruben von Prims, S. von Ober-Iglbach, W. und N. von Wurmaign, wiesen einen wesentlich geringeren Größendurchschnitt auf, indem z. B. N. von Wurmaign die Längen 10, 11, 8, 9, 8, 8 mm, die entsprechenden Höhen 8, 10, 8, 8, 7, 7, mm betrugen. In Prims schwankten die Längen zwischen 18 und 7 mm, die Höhen zwischen 13 und 5 mm. Wenn man auch noch so sehr die Möglichkeit geringeren Alters der Formen in Rücksicht zieht, so scheint es doch nicht möglich, bei der allgemeinen Verbreitung der kleinen, wie bei dem fast völligen Mangel an Exemplaren normaler Größe alles jener Ursache zuzuschreiben. Schon Hoernes hat sich veranlaßt gesehen, für die mit unserer Form so reichlich vorkommende kleine *Oncophora Partschi* K. Majer einen besonderen Namen zu geben; auch bei diesen kleinen Formen von *Cardium bavaricum* v. Ammon liegt Veranlassung vor, eine im wesentlichen nur durch ihre geringere Größe charakterisierte Varietät anzunehmen; sie möge var. *minor* heißen.

Außer diesen überall anzutreffenden Kleinformen konnten nur wenig andere Reste konstatiert werden. Bei Prims fanden sich noch einige sehr unvollkommene

[1]) In einem 28 m tiefen Brunnen wurde in Bergham unter Lehm noch Mergel angetroffen.

Reste von *Paludina* cf. *conoidea* Krauss; dort und W. von Wurmaign zerbrochene Stücke von *Paludina sp.* Interessante Einblicke in die Bewegungsvorgänge, welche sich im Mergel und Ton bei Aufnahme und Abgabe von Wasser vollziehen, gewähren die oft merkwürdig gebogenen, auch zerbrochenen Schälchen.

Ihren Einschlüssen nach sind die brackischen Schichten die Fortsetzung der von v. Ammon[1]) im westlichen Nachbargebiet und im Südwesten bearbeiteten Ablagerungen. Sie sind Äquivalente der Kirchberger Schichten bei Ulm und gehören dem Mittelmiozän an. Depéret[2]) stellte sie in sein unteres Tortonien über das Helvetien s. stricto, also bereits in das untere Obermiozän.

Bezüglich des Allgemeincharakters der Fauna ist auf die außerordentliche Artenarmut in Verbindung mit einem stellenweise überraschenden Individuenreichtum hinzuweisen. Außerdem fällt die fast durchgehend geringere Größe auf, welche unsere wenigen Arten gegenüber den Angehörigen der gleichen Art in anderen Gebieten, wie bei Kirchberg oder in Mähren auszeichnet.

Auch ohne eingehendere Untersuchungen über die damaligen Lebensbedingungen halte ich die Vermutung für berechtigt, daß es sich hier um die wenigen Tiere handelt, welche sich bei der zunehmenden Aussüßung und Vertiefung des Meeres weiter erhalten konnten, während die übrigen Bewohner des ursprünglich marinen Beckens teils nach SO. zu auswanderten, teils hier ausstarben. Durch die so erfolgte Verringerung der Konkurrenten mögen die überbleibenden Arten so sehr überhandgenommen haben, daß ihre Schalen teilweise unter Zurücktreten des Zwischenmittels ganze Bänke[3]) bildeten. Andererseits aber weist die geringere Größe der Tiere in unserem veränderten Meeresteil doch wohl darauf hin, daß auch diesen Formen trotz ihrer Verbreitung die Lebensbedingungen nicht mehr so entsprachen.[4]) Vielleicht hängt dies zum Teil mit der plötzlichen Bildung von Kalkschlamm zusammen. Die Spärlichkeit der Individuen, welche die der brackischen Randzone entsprechenden tieferen noch salzigeren Meeresteile bei einem gewissen Artenreichtum bevölkerten, könnte unter Umständen ebenfalls mit diesem Kalk-Niederschlag in Verbindung gebracht werden. Nach Vorhergehendem ist ja die eigenartige Fauna des Schliermeeres als gleichaltrig mit den Übergangsgebilden vom Meeressand zu den brackischen Sedimenten anzusehen.

Wenn man sich in der Umgebung nach den Resten des dem späteren brackischen Meeresteil entsprechenden marinen Beckens umsieht, so findet man gegen SO. zu nichts anderes als die teilweise außerordentlich mächtige[5]) Ablagerung des Schliers. Es liegt nahe, den höheren Teil desselben als zeitliches Äquivalent unserer brackischen Schichten zu erklären, wie das bereits v. Ammon[6]) tat. Als Ursache für die Entstehung des brackischen Wassers hat schon v. Gümbel[7]) das Einmünden eines Flusses in diesen Meeresteil angenommen. Er wies auf die deltaähnliche scharfe Begrenzung des brackischen Gebietes hin, das ein schmales langes Dreieck mit der nördlichen Spitze bei Aidenbach bildet, dessen breite Basis im Süden an der verbreiteten Talfläche des Zusammenflusses von Inn, Alz und

[1]) v. Ammon „Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern". Diese Jahreshefte 1888.

[2]) Sur la Classification et le Parallélisme du système miocène" 1893. S. 265.

[3]) v. Ammon l. c. S. 17.

[4]) Über eine ähnliche Erscheinung im gleichen Meer s. E. Süss „Untersuchungen über den Charakter ... I" S. 46. Er erwähnt aus dem Meer des oberen Schliers von einer sandigen Zwischenlage O. bei Laa an der Thaja neben der marinen Fauna und etlichen eingeschwemmten terrestren und fluviatilen Formen von normaler Größe eine Reihe seltener Formen von geringerer Größe und führt dieses Vorkommen auf das Eindringen von Süßwasser zurück, in welchem „durch längere Zeit ein Teil der Meeresfauna unter den abnormen Verhältnissen verkümmerte, unter welchen ein anderer Teil derselben in unveränderter Größe gedeihen konnte".

[5]) Das tiefste Bohrloch in Wels hat mit 500 m Tiefe den Schlier noch nicht durchsunken (Commenda 1900).

[6]) l. c. S. 6.

[7]) „Die miozänen Ablagerungen" S. 306.

Salzach (zwischen Marktl und Simbach-Braunau) liegt. Die östliche Grenzlinie hat im N. durch die Kartierung eine starke Ausbuchtung nach SO. erfahren, indem die ganze südliche Hälfte des Gebietes noch in den Bereich der Brackwasserbildungen fällt.

Dagegen, daß die tieferen Ablagerungen des durch die typische Fauna von Ottnang charakterisierten Schliers auch zeitliche Äquivalente des tieferen Ortenburger Meeressandes sind, spricht folgendes: Wie bemerkt, stellen sich erst über der Verwitterungsbank c) an der Wolfachlinie die ersten Sedimente mit bedeutendem Kalkgehalt und von großer Feinheit ein; nach den Absätzen der unruhigen Übergangszeit folgen darauf die Schichten aus ruhigem, offenbar tieferem Brackwasser. Als unmittelbar fortsetzendes Gebilde schließt sich daneben der Schlier an, ebenfalls kalkreich, aus feinem Material, mit spärlichen Faunenresten, ein Absatz aus ruhigem tieferem Meerwasser. Die gemeinsamen Züge beider Ablagerungen weisen auf neue, gemeinsame Absatzbedingungen hin und trennen beide zugleich scharf von dem unterliegenden Meeressand. Allerdings könnte man noch die mergeligen Äquivalente des letzteren bei Aichberg und Habüchler als Vertreter des offenen Schliermeeres erklären; der Kalkgehalt jener Ablagerungen eines örtlich beschränkten ruhigen Wassers läßt sich aber, wie schon ausgeführt, unschwer von den damals an der Küste anstehenden Partien von Jura und Kreide ableiten. Abgesehen davon wäre es nicht verständlich, daß in beiden petrographisch ziemlich analogen Ablagerungen die Faunen so sehr voneinander verschieden sind, wenn sie gleichzeitig im gleichen Meer entstanden wären. Wenn man die 80 Arten umfassende Liste[1]) von Aichberg und Habüchler mit den 79 Schlierformen von Ottnang[2]) vergleicht, so fällt, abgesehen von dem Mangel der bei ersteren so häufigen Vertreter von *Ostrea* und *Pecten* vor allem auf, daß nur sieben Arten gemeinsam sind. Von diesen ist allein *Natica helicina* in Ottnang häufig, *Dentalium entalis* und *Corbula gibba* sind dort selten, alle andern sehr selten. Von den Schlierformen, welche aus dem ziemlich grobsandigen mergeligen Schlier von Wapmannsberg und Holzkirchen bestimmt werden konnten, wird keine von Aichberg-Habüchler erwähnt.

Die Herkunft des Kalkgehalts in den brackischen Schichten und im Schlier ist schwer festzustellen. Die Möglichkeit, daß er von dem Jura- und Kreide-Kalk des Küstensaumes stammt, ist schon wegen seiner allgemeinen Verbreitung abzulehnen. Es bleiben aber noch zwei Quellen übrig: entweder die Ausscheidung durch Organismen bzw. durch chemische Vorgänge im Bodenwasser oder durch wesentlich mechanischen Niederschlag von kalkigen Sedimenten, welche neu einströmende Flüsse mitbrachten. Letzteres erscheint wahrscheinlich, wenn man sich erinnert, daß nach der bewegten Zeit der Übergangsgebilde zugleich mit der Tieferlegung des Meeresbodens der Kalkgehalt sehr konstant hoch blieb und das Wasser ausgesüßt wurde. Diese drei Momente würden ihre gemeinsame Erklärung in einer Senkung des Gebiets finden, welche das Einströmen eines oder mehrerer Flüsse veranlaßt hat; letztere wären nicht vom Bayerischen Wald her, wie Gümbel[3]) annahm, gekommen, sondern von einem kalkreichen Gebiet im SW., W. oder NW., vom Jura oder von den Alpen. Der bedeutende Glimmer- und Quarzgehalt, im Sediment vom Kalk meist ziemlich getrennt, stammt dann von schwächeren Nebenflüssen aus kristallinem Gebiet her. Andererseits weist jedoch der so weit ver-

[1]) v. Gümbel „Die miozänen Ablagerungen . . .“ S. 299, 300.

[2]) R. Hoernes „Die Fauna des Schlier von Ottnang.“ K. K. Geol. Reichsanst. Wien 1875, S. 333.

[3]) l. c. S. 307.

breitete[1]) eigenartige Charakter der Schlierablagerungen mit ihren Eindampfungserscheinungen (Salz und Gips z. B. von Wieliczka, Naßgallen), Jodquellen, Schwefel-[2]) und Gasquellen[3]) auch auf die Möglichkeit von abnormen Abscheidungen im marinen Bodenwasser hin. Es ist ja an sich eine über so große Entfernungen faunistisch wie petrographisch so gleichbleibende Ablagerung für das Tertiär eine Seltenheit. Für die Ähnlichkeit der Fauna verschiedenster Gegenden ist hier viel weniger das gleiche Alter, als die gleichen, ungünstigen Lebensbedingungen maßgebend gewesen. Die Frage nach der Herkunft des Kalks in den besprochenen Sedimenten muß offen bleiben, bis eingehendere Untersuchungen ausgeführt sind. Jedenfalls beweisen die Übergangsbildungen mit ihrem Glaukonit[4])-Gehalt ein bedeutendes Tieferwerden des Meeres, in dem sich erst allmählich die Ruhe einer Flachsee mit brackischem Wasser oder einer sehr geschützten tiefen Brackwasser-Bucht einstellte.

c) Die Böden der brackischen Sedimente.

Zur Gewinnung einer entsprechenden geologischen Karte mußten in erster Linie die weit verbreiteten Verwitterungsprodukte der brackischen Sedimente einer genauen Betrachtung unterzogen werden. Denn es ist außerordentlich schwierig, diese von manchen anderen Böden, z. B. denen des Löß zu unterscheiden,[5]) insbesondere, wenn sich kleine Umlagerungen und Mischungen des Materials vollzogen haben. Eine solche Unterscheidung ist aber für das Verständnis unbedingt nötig; in vielen Fällen hätte z. B. die Lagerung des über den brackischen Schichten folgenden Quarzschotters auf andere Weise nicht geklärt werden können.

Zwei Momente sind es vor allem, welche die Erkennung der Abstammung dieser Böden, den Schluß auf die ursprünglich vorgelegenen Sedimente, so sehr erschweren: einerseits die große Mannigfaltigkeit der oft äußerst schnell wechselnden petrographischen Beschaffenheit des Ausgangsmaterials, andererseits aber die oft überraschende Ähnlichkeit der aus verschiedenen Bestandteilen hervorgegangenen Böden unter sich und vor allem mit den Lößböden. Eine Zusammenstellung der Haupttypen nach ihrem Habitus und ein Vergleich mit den unveränderten Sedimenten läßt dies deutlich ersehen.

Typen nach dem Habitus.[6])

1. Glimmerführende staubige (lößartige) Letten (**26**), Lehme (**119**, **151**, **152**, **180**) und stark lehmige Sande (**83**, 72);
2. ziemlich glimmerreiche lehmige feinsandige Sande (23, **29**, 90);

---

[1]) Siehe E. Süss „Antlitz der Erde" I, S. 399. Als selbständiges, fremdartiges Schichtgebilde mit besonderen Merkmalen zwischen der 1. und 2. Mediterranstufe wird hier der Schlier verfolgt vom östlichen Bayern über Oberösterreich, Niederösterreich, Ostrau, Troppau, preußisch Schlesien, Wieliczka, Lemberg, Bukowina, Walachei in die pannonische Ebene, von Schio, Turin, Nizza, Bologna, Ankona, Sizilien bis nach Malta.

[2]) L. Reuter will in seiner Schrift „Der tertiäre Meeressand in Niederbayern", Kleinwelt 1910/11 H. 3, dieses allgemeine Phänomen der Gasführung von den Zersetzungsprodukten der im unterliegenden Meeressand eingeschlossenen Tierreste ableiten.

[3]) Siehe Fr. Münichsdorfer „Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Unterinngebiet." Diese Jahreshefte, 1911, S. 233. Auch in Ortenburg gibt es eine schwache Schwefelquelle.

[4]) J. Walther „Lithogenesis" 1894, S. 883 „soweit es bisher bekannt ist, findet man keinen rezenten Glaukonit in der litoralen und sublitoralen Zone".

[5]) v. Gümbel „Geologie von Bayern" II, S. 384.

[6]) Die beigefügten Zahlen sind die Nummern der als Belege gesammelten und in der Bodenkundlichen Sammlung des landwirtschaftlichen Laboratoriums der Technischen Hochschule München aufbewahrten Böden. Die fettgedruckten sind näher untersucht.

3. glimmerreiche feinsandige lettige Lehme (103);
4. glimmerführende staubsandige Letten (96) und Lehme (**81**);
5. ziemlich glimmerreiche sandreiche und sandarme Lehme und Letten (**31**, 125, 179);
6. 1—5 umgelagert und stärker gemischt mit Kies, Grand, Grobsand (181) und Löß (**154**).

Wie diese Verwitterungsgebilde den unveränderten Sedimenten aufliegen, sollen folgende zwei Profile veranschaulichen:

Probe Nr.	Benennung	Typus	Ort der Probeentnahme	% des Bodens der Korngrößen mm					Kalk (CO_2) nach Wolff bestimmt %
				> 2	0,1 bis 2	0,05 bis 0,1	0,01 bis 0,05	< 0,01	
26	gl s l	1	Bohrung Höhe v. Hinterschloß 30—60 cm	0,2	3,02	6,42	35,27	55,09	0,05
27	$\overline{ss}$ gl l s	—	do. 60—85 cm	0,35	1,29	9,81	54,87	33,68	0,06
28	gl s l	—	do. 85—100 cm	—	5,38	9,96	24,21	60,45	0,05
154	s ss $\mathfrak{L}$ lößartig	6	N. von Hainbuch, Krume	—	10,48	11,46	36,06	42,0	—
151	s ss $\mathfrak{L}$	1	Am westlichen Haus von Hainbuch, Krume	—	7,19	23,24	25,31	44,26	0,05
152	gl s ss l $\mathfrak{L}$	1	do. 40 cm	—	5,0	23,06	25,42	46,52	0,05
153	gl ss $\mathfrak{L}$ l	—	do. 150 cm	—	2,61	14,24	35,41	47,65	0,05

Von einer so regelmäßigen Änderung in den Korngrößenverhältnissen, wie sie z. B. beim normalen Granitprofil zu erkennen war, ist hier keine Rede. Besonders ausschlaggebend ist die Veränderung durch primäre Schichtung bei dem Profil von Hinterschloß, wo lettige und sandige Lagen mit bald sehr großem, bald geringerem Glimmergehalt stark wechseln. Auch die nicht weit voneinander gewonnenen, der Lage nach ziemlich gleichwertigen Proben 154 und 151 sind recht verschieden, dagegen wieder 151 und 152 einander sehr ähnlich trotz verschiedener Lage zur Oberfläche. Weder 28 noch auch 153 kann als sehr ähnlich dem Ausgangsmaterial für die Verwitterungsprozesse bezeichnet werden.

Einen außerordentlich lößartigen Habitus zeigen die Proben 154, 151, 152 und 119 (folgende Tabelle), was hier jedenfalls zum Teil auch auf Mischung zurück-

Probe Nr.	Benennung	Typus	Ort der Probeentnahme	% des Bodens der Korngrößen mm					Kalk (CO_2) nach Methode Wolff %
				> 2	0,1 bis 2	0,05 bis 0,1	0,01 bis 0.05	< 0,01	
29	gl $\breve{l}$ ($\mathfrak{L}$) s	2	In Wapmannsberg ca. 30 cm	—	0,96	16,19	43,26	39,59	0,08
180	gl ss sl $\mathfrak{L}$	1	W. vom Höfler, Krume	0,64	10,32	13,50	30,23	45,31	0,05
81	gl $\overline{ss}$ l $\mathfrak{L}$	4	In Wapmannsberg, Krume	—	3,44	14,64	32,46	49,46	0,05
31	$\breve{K}$ $\breve{h}$ l	5	„Feldl" O. von Jaging, Krume	—	13,52	9,02	26,76	50,70	—
119	gl ss $\mathfrak{L}$ bindig	1	300 m SW. v. Prostädter, Krume	—	5,39	9,34	32,59	52,68	—
83	ss $\mathfrak{L}$ — $\overline{\mathfrak{L}}$ ss	1	Mergelgrube W. von Wurmaign 0—10 cm	—	5,16	3,93	32,74	58,17	0,2

zuführen ist. Die in der zweiten Tabelle aufgeführten Proben 180 und 83 sind dagegen Vertreter eines besonders im SW. sehr verbreiteten Typus, welcher auch recht Lößboden-ähnlich ist, aber seinen Charakter der Verwitterung aus den Mergeln und sehr feinen lettigen Sanden verdankt. Aus ähnlichen Sedimenten entstand auch Probe 29 mit ihrem bedeutenden Staubsandgehalt; aus tonreicheren ist Probe 81 und von einer Lettenlage ist 31 abzuleiten. Bei geringen Abweichungen im Habitus können in vielen Fällen schon die Zahlen der mechanischen Analyse den Ausschlag geben bei der Entscheidung, woher der Boden stammt.

Eine weitere sehr wichtige Stütze dafür wird durch die mikroskopische Untersuchung der Schlämmrückstände gewonnen. Schon makroskopisch tritt der oft so charakteristische höhere Glimmergehalt hervor, der auch in den feinsten Korngrößen vorhanden ist. Außerdem sprechen sich hier auch andere charakteristische Eigenschaften der unverwitterten Sedimente noch deutlich aus, z. B. in der Häufigkeit der dichten hellbraunen Konkretionen. Diese haben allerdings abgenommen; die schwarzen Konkretionen sind in den Böden viel reichlicher.

Was die Form der Quarzbestandteile betrifft, so geht aus der Untersuchung von Schlämmrückständen der 28 bearbeiteten Böden hervor, daß nur bei den Proben 26, 154, 151, 37,[1]) 38,[1]) 158,[1]) 180, 81, 119, 83 in den Grobsanden mehr oder weniger gerundete Quarze vorkommen, aber nur untergeordnet und nur bei den größten. Wenn man damit die später beschriebenen Löße und Lößböden vergleicht, so stellt sich heraus, daß dort nicht weniger, vielleicht sogar mehr gerollte Quarze vorkommen, nämlich in 14 Proben 5 mit solchen. Es ist daher nicht möglich, nach diesem Merkmal beider Bodengruppen zu unterscheiden, wie dies Puchner[2]) nach Untersuchung einiger Proben glaubte; auch sind hiedurch die daran geknüpften Folgerungen nicht zu stützen.

Daubrée[3]) hat durch seine Versuche nachgewiesen, daß jeder Sand, der feiner ist, als etwa 0,1 mm, eckig bleiben muß, da er auch in schwach bewegtem Wasser noch schwimmen kann, nicht gerollt wird. Bereits bei fünffacher Korngröße ist bei 1 m Wassergeschwindigkeit der durch die Abreibung hervorgebrachte Gewichtsverlust nur sehr gering.

Bezüglich der chemischen Beurteilung unserer Böden möge auf die Analysen der Kgl. Landwirtschaftlichen Zentralversuchsstation München und auf die Untersuchungen von Grüner[4]) hingewiesen werden.

---

[1]) Kommen hier wegen Mischung mit fremdem Material nicht in Betracht.

[2]) Puchner, „Die niederbayerischen Lößböden“ in Vierteljahresschrift des B. Landwirtschaftsrates VIII. Jahrg. 1903: „Ferner sind die Quarzbestandteile des Tertiärlehms vollkommen abgerundet, was auf eine weite und dabei langsame Vorwärtsbewegung des alpinen Bodenmaterials vor seiner endgültigen Absetzung hinweist, die Quarzteilchen des echten Lößbodens sind kantig . . .“

[3]) Daubrée, Experimentalgeologie S. 196.

[4]) „Zur Charakteristik des Schlierbodens.“ Landw. Jahrbücher Bd. 39, 1910, S. 613.

Resultate der mikroskopischen Untersuchung.

1. Sedimente der brackischen Zone des miozänen Meeres.

Probe Nr.	Korngröße	ca. % von						Bemerkungen
		Quarz	Feldspat u. seltene Silikate	Glimmer	Schwarze[1]) Konkretionen	Dichte hellbraune Konkretionen	Nicht zerlegt	
138	Grsd.	> 54 ×	20	> 30				Ebenso Feinsand u. Staubsand
5	Grsd.	—	—	—		100		Kalkreich
	Fsd.	20 ×	5	w +	35	—	40	
	Stsd.	60—70 ×	5	w	5—10	—	10—20	
21	Grsd.	10 ×	w	—5	w	—	85	
	Fsd.	65 ×	5—10	20	—	—	5	Ebenso Staubsand
30	Grsd.	65	—	15—20	—	15	—	Ebenso Feinsand
	Stsd.	55	—	5	—	40	—	
25	Grsd.	8 ×	—	2	90	—	—	Die Hälfte der schw. Konkret.
	Fsd.	80 ×	w	15—20 ○	w	—	—	mit braunem Strich (Fe)
	Stsd.	75—80	—	20 ○	—	w	—	
27	Grsd.	—10	—	—	—5	35	50	
	Fsd.	5	—	75 ○	—	20	—	
	Stsd.	w	—	> 85 ○	—	10	—	
153	Grsd.	40 ×	—	w	50	—	5—10	
	Fsd.	55 ×	—	—20	—2	—25	—5	
	Stsd.	60 ×	—	5	w	35	—	
10	Grsd.	—5 ×	—	w	—	—	95	
	Fsd.	15 ×	—	w	—	—	80	Kalzit
	Stsd.	—60 ×	—	w	—	—	40	Mit Kalkkörnchen
28	Grsd.	—10	—	—	—5	35	50	Schw. Konkretionen auch mit
	Fsd.	—5	—	—5	—	40	50	rotbraunem Strich
	Stsd.	w	—	w	—	30	65	
196	Grsd.	w ×	—	—	w	—	> 95	Fragm. v. Cardium. Ebenso Fsd.
	Stsd.	50 ×	—	w	—	—	40	— 10 % Kalk
16	Grsd.	—50 ×	—	w	—45	—	5	Schw. Konkretionen auch mit
	Fsd.	75 ×	w	5—10	—	—10	—10	rotbraunem Strich
	Stsd.	90 ×	—	—5	—	5	w	
178	Grsd.	—	—	—	w	—	98	Ebenso Feinsand
	Stsd.	—15	—	—5	—	—	80	
9	Grsd.	w	—	—	—	—	95	+ Ostrakodenschälch.; graue tonige Aggr. Ebens. Fsd. u. Stbsd.
17	Grsd.	w	—	—	w	w	95	Schalen v. Muscheln u. Ostrakoden. Verhm. dicke weisse Kalkröhrchen. Ebenso Fsd.
	Stsd.	5	—	w	—	—	> 90	Kalkreich
132	Grsd.	w ×	—	—	—	—	99	Einig. Muschelschal. u. Deckel
	Fsd.	w ×	—	—	—	w	99	von Schneckenschalen
	Stsd.	w	—	w	—	5	—95	
37	Grsd.	85	w	w	10	—	—	
	Fsd.	75 ×	w	5—10	5—10	5	—	
	Stsd.	60	—	—10	15	15	—	
38	Grd.	100	—	—	—	—	—	Gerundet
	Grsd.	90	w	w	w	w	—	Zersetzter Granit
	Fsd.	60	w	—20 ○	5	10	—	
	Stsd.	65	w	5	5	25	—	

× = nur eckig; + w = wenig; ○ = matt, bräunlich zersetzt und licht.

[1]) Mit verschiedenem, meist bräunlich schwarzem Strich.

2. Böden der brackischen Sedimente.

Probe Nr.	Korngröße	ca. % von Quarz	Feldspat u. seltene Silikate	Glimmer	Schwarze Konkretionen	Dichte hellbraune Konkretionen	Nicht zerlegt	Bemerkungen
26	Grsd.	5	—	—	10	35	50	
	Fsd.	3	—	2	5	60	30	
	Stsd.	w	—	w	—	45	50	Nicht zerlegt sind weißl. schuppige, kaolinartige Aggregate. Die br. Konkr. als feine Blättchen in der prim. Schichtung
154	Grsd.	—50	w	—	—50	—	—	Granitstückchen
	Fsd.	85×	—	—5	10	—	—	Ebenso Stsd.
151	Grsd.							Wie 154 Grsd.
	Fsd.							Wie 154 Fsd.
	Stsd.	80×	—	—5	15	—	—	
152	Grsd.	50×	—	w	45	—	—	
	Fsd.	80×	—	10○	5—10	—	—	
	Stsd.	75×	—	15—20○	5—10	—	—	
29	Grsd.	w	—	w	60	5	30	
	Fsd.	45×	—	5	20	15	15	
	Stsd.	75×	w	—5	5—10	10	—	
180	Grsd.	60	w	w	35	—	—	
	Fsd.	—80×	—	w	20	—	—	
	Stsd.	—80×	—	w	20	w	—	
81	Grsd.	75×	w	w	—25	—	—	
	Fsd.	—85×	—	2	—15	—	—	
	Stsd.	—85×	—	w	10	5	—	
31	Grsd.	80×	—	—	20	—	—	
	Fsd.	85×	—	—	15	—	—	
	Stsd.	—80×	—	w	20	w	—	
119	Grsd.	—80×	—	w	—20	—	—	
	Fsd.	75	—	—5	—5	—15	—	
	Stsd.	75	—	3	3	—20	—	
83	Grsd.	10	—	—	90	—	—	
	Fsd.	70	—	—	30	—	—	
	Stsd.	—90	—	2	5—10	—	—	

III. Der altpliozäne Quarzschotter.

Über den brackischen Schichten liegt diskordant eine bedeutende fluviatile Sand- und Kies-Ablagerung, welche hauptsächlich aus Quarz besteht. Bei Brunnengrabungen wurde, z. B. W. von Buch und in Hinterhainberg, eine Mächtigkeit von 40 m beobachtet. Diese Schottermasse überdeckt noch die höchsten Erhebungen des Gebietes (470 m) und geht an den Gehängen bis auf 335 m Meereshöhe herab.

Wo ihre tiefsten Lagen aufgeschlossen sind, wie bei Söldenau oder beim Drittenthaler, sieht man sie mit einer bis ca. 10 m mächtigen Schicht von groben, ziemlich gleichmäßig körnigen, braungefärbten Sanden beginnen, welche teilweise neben dem Quarz sehr viel Feldspat und etwas Glimmer enthalten. Darauf lagert ein meist grobsandreicher Kies.

Die Gerölle bestehen vorzugsweise aus sehr widerstandsfähigen Gesteinen, besonders aus Quarzen. Gangquarze von weißer, lichtbräunlicher, grauer oder auch rötlicher Färbung weisen in weitaus überwiegender Zahl durch grünliche

phyllitische Schmitzen auf einen aufgearbeiteten phyllitischen Gebirgszug hin. Verstärkt wird dieser Hinweis noch durch einige Funde von stark gefälteltem grünem oder auch schwarzem graphitreichem Phyllit mit eingeschlossenen Quarzgängen. Sehr häufig finden sich auch nur wenig Glimmerblättchen den Gangquarzen eingestreut. Quarzite und quarzitische Sandsteine oft mit zersetztem Feldspat und lichtem Glimmer sind sehr verbreitet. Meist nur in vereinzelten größeren Blöcken treten äußerst harte Kiesel-Konglomerate auf, die in der splittrigen Grundmasse neben vielen kleinen Quarzen größere schwärzliche Hornsteine, Aplite und zersetzte Feldspäte enthalten. Seltener sind die in der Regel völlig zu Grus zerfallenden Granite von mittlerem und feinem Korn, glimmerarme, quarzreiche Pegmatite und Aplite; dazu treten Gneise ab und zu etwas gefältelt, auch mit Quarzaugen, spärliche schwarze Lydite, braune Feuersteine übergehend in kristallinischen Quarz, auch von rötlicher, grauer oder lila Färbung. Als große Seltenheit wurden SW. von Ortenburg bei Wolfakirchen einige Stücke von Granat führendem, sehr grobem Amphibolitschiefer gefunden. Übrigens sind die granitischen Gesteine nicht in ungefähr gleicher Zahl in den Gruben zu finden; häufig sind sie nur an einzelnen Stellen, wie im NNO. vom Hammerschmiedgütl, an der Straße in Galla, in Vorderhainberg oder südlich von Buchet.

Was die Korngröße betrifft, so kann man die größte Mannigfaltigkeit oft auf wenige Meter Entfernung konstatieren; meist sind die Geschiebe von Erbsen- bis zwei Faust-Größe, doch tritt der Kies auch oft zurück, und die Grobsande, welche sich so entwickeln, nehmen größere Ausdehnung an, wie auf der Höhe östlich von Oberhaushof, nördlich vom Hilkinger, westlich und südlich von Jaging. In manchen anderen Strichen übersteigt der Kies nicht Haselnuß-Größe, wie südlich und nördlich der Ortenburger Schloßallee. Bis zwei Walnuß-Größe erreichen die Kiesel zum Beispiel nordwestllich von Hörgessing. Manchmal finden sich aber auch bis kindskopfgroße Geschiebe.

Diese Verschiedenartigkeit der Korngröße, besonders das Vorhandensein von Grobsandlagen im Schotter, läßt verschiedentlich eine Schichtung erkennen. Häufig trifft man in den Gruben neben der in Flußschottern nicht seltenen diskordanten Parallelschichtung auch ein konstanteres Einfallen der Schichten an.

Keine der zu beobachtenden Daten über Lagerung oder Korngrößen erlaubt aber einen Schluß auf Altersbeziehungen gleichartiger Striche. Fossilien fehlen fast ganz; Terrassen sind nicht zu beobachten; die Mischung der verschiedenen Gerölle ist zu gleichartig, die Verteilung der Korngrößen zu mannigfaltig für eine Gliederung des Schotterkomplexes. Wohl verlangt man bei Betrachtung der regelmäßig auf den brackischen Schichten bei Söldenau liegenden Grobsand- und Schotterlagen zunächst ein Stadium tiefgehender Erosion, hierauf ein solches, in dem Quarzsand in wenig raschem, ziemlich beständigem Wasser abgesetzt wurde, endlich ein drittes, welches in rascher strömendem Wasser Kies und groben Sand brachte. Aber es haben sicher sehr zahlreiche solcher Stadien in verschiedener Reihenfolge einander ablösend einmal diese, ein anderes Mal jene, dem Korn und meist der Zusammensetzung nach übereinstimmende Massen geliefert.

Unter den sekundären Prozessen, welche die Schotter veränderten, fällt zunächst die außerordentlich starke Auslaugung der Gerölle auf. Die in der Regel stark eisenschüssigen Kiesel sind oft ganz zerfressen; an manchen Stellen, wie westlich von Auf der Linden, sind nur löcherige, völlig hohle Quarzskelette übrig geblieben; eingeschlossene Feldspäte oder Glimmerflasern wurden gänzlich zerstört.

Unter gewissen Bedingungen, vielleicht durch alkalihaltiges Wasser, wird aber auch der Quarz gelöst, um an anderen Stellen wieder zur Ausscheidung zu ge-

langen. Die über große Flächen ausgedehnten Platten von Kieselkonglomerat, wie sie unweit südlich im Forst Steinkart liegen, oder die grotesken Felsbildungen von kieselsinterartiger Beschaffenheit in den Wäldern südlich von Wolfakirchen finden sich hier allerdings nicht. Es sind nur ganz verstreute Vorkommen von bis 3 cbm großen Quarzit-Blöcken (nordöstlich von Kapfham, nordwestlich von Auhof oder westlich von Schweickelberg), welche jene Verkieselungen andeuten.

Im Dünnschliff sieht man, daß die Grundmasse solcher Kieselkonglomerate nicht besonders dicht ist. Sie besteht aus neugebildeten kleinen Quarzen und tritt sehr zurück gegen die eingeschlossenen Quarzsandkörnchen mit etwas gezähneltem Umriß und schwach undulöser Auslöschung; auch eckige, meist stenglig-undulöse Quarze und gerundete Quarzite von erheblicher Größe liegen darin. Diese Quarzite sind ebenso zusammengesetzt wie das Kieselkonglomerat, in dem sie eingeschlossen sind; sie unterscheiden sich nur durch das spärlichere Bindemittel; wenn dieses jedoch an ihrem Rande zunimmt, so verschwimmen die Quarzitgeröll-Umrisse in der umgebenden Kieselmasse. Vor der Bildung des (pliozänen) Kieselkonglomerats muß also schon einmal in einem früheren Lager Quarzsand zu Quarzit verkittet und dann gerollt worden sein. Manche Bestandteile deuten jene Auflösungsvorgänge auch durch die Form ihrer Umrisse an. Außer Quarz ist nur noch etwas Zirkon zu beobachten. In anderen Blöcken erscheint die kieselige Grundmasse etwas verunreinigt und umschließt auch andere sehr harte Gesteinsfragmente, besonders schwarze Feuersteine.

Von größerer praktischer Bedeutung sind die Eisenortsteinlagen. In dem sonst orangebraunem Schotter, dessen Gerölle durch kleine schwärzliche Flocken oft ganz punktiert erscheinen, treten unter Waldbedeckung ausgelaugte Bleichzonen 1—1,5 m tief auf; sie werden von der 0,5—1 m mächtigen Region der schwarzen Ortsteingebilde unterlagert, welche in wenigen bis 2 cm dicken harten Lagen oder auch in zahlreichen dünneren Streifen ausgebildet sind.

Die Verbreitung der Kiese und Sande des Schotters ist zwar in der Regel auch ohne Aufschlüsse gut zu verfolgen. Wo sich aber Übergänge vom Grobsand zu Granitgrus oder zu gemischtem Lößmaterial einstellen, ist es schwer, eine Grenze zu ziehen. Letzteres wird besonders von Bedeutung, wenn die untere Grenze der Schotterverbreitung überhaupt in Betracht kommt. Daß wir es meist mit einer ziemlich bedeutenden Gehängebewegung zu tun haben, beweist die Erfahrung, daß an der unteren Grenze einer Schotterverbreitung an den Gehängen in der Regel im Boden reichlich Quarzsand auftritt, welcher offenbar, da er leichter beweglich als der Kies, von dem höher liegenden Schotter in größerer Menge herabgespült wurde.

An organischen Einschlüssen sind diese fluviatilen Ablagerungen arm. Schwarze, kohlige Putzen liegen ab und zu im Grobsand. In der Erläuterung zu einem schematischen Profil des Tertiärs von Söldenau und Maierhof erwähnt v. Gümbel[1]) Knochenfunde in einer obersten Grobsandlage; doch konnte darüber nichts Näheres erfahren werden. Heute sind nur verkieselte Hölzer[2]) in einiger Menge in den Schottermassen anzutreffen, besonders in den Kiesgruben zwischen Vorderschloß und Hinterhainberg, auf manchen Äckern östlich von Ortenburg und im Tälchen zwischen Lippert und Edelpoint. Dieses Vorkommen ist an sich recht verständlich, wenn man einerseits an der Häufigkeit der Hölzer in den Flüssen, andererseits an das Wanderungsvermögen der Kieselsäure denkt. Eine Umlagerung der bereits verkieselten Hölzer aus viel älteren Ablagerungen erscheint bei der Größe einzelner Stücke wenig wahrscheinlich. Ihr Umfang — bis 30 cm lang und 15 cm dick — und ihr Gewicht ließe es nicht verstehen, weshalb nicht auch andere

[1]) „Die miozänen Ablagerungen....“ S. 301 und „Geologie von Bayern II“ S. 374.

[2]) Hauptsächlich durch die freundlichen Bemühungen des Herrn Kantors Saueracker in Ortenburg bin ich in den Besitz einer Reihe dieser Hölzer gelangt.

so große Geschiebe von den Flüssen mitgeschleppt wurden. Leider war eine Bestimmung der Hölzer nicht möglich. Ein von Dr. Egger im Quarzgeröll des Schloßberges von Ortenburg entdeckter Stamm wurde von Göppert[1]) in die Farrnfamilie der *Psaronien* gestellt.

Bei vorliegender Aufnahme wurde der Quarzschotter als eine zusammengehörige Bildung, welche durch keine petrographisch abweichende Zwischenlage getrennt ist, angesehen. Er tritt dadurch in Gegensatz zu den obermiozänen Schottern der Nachbarschaft. Zu dieser Auffassung berechtigt die Beobachtung, daß nirgends eine mergelige oder lettige Seeablagerung von einiger Mächtigkeit direkt über einem Schotter liegt. Überall da, wo in höherem Niveau Mergel und Letten in der Nähe eines Schotters beobachtet wurden, konnte die Annahme einer seitlichen Anlagerung des Schotters an erstere aufrecht erhalten werden. Wohl bemerkt man an einzelnen Stellen ganz untergeordnet Lettengebilde auf Kies, so den grobsandigen Letten im Wald W. von Krontal; recht konstant liegt sogar bei der Blümelmühle, O. von Auhof und bei Sollasöd etwas Letten über kiesigem Granitgrus und unter Löß. Als Einschwemmung, wie hier, ist aber auch der schmale Lettenkeil in der Kiesgrube von Waldhof, sind die Lettenlinsen im Sand O. von Zeitlarn aufzufassen. Außerdem stimmen damit alle in Erfahrung gebrachten Brunnenprofile überein. Nur in folgenden Fällen wurden andere Ergebnisse angegeben. So soll am südlichsten Haus von Galla unter 4—6 m „Mirgel“ ein Kies gefunden worden sein; in einem Brunnen bei Ottenög soll sich zwischen 6 m Mergel und den Meeressand eine mächtige Kieslage einschieben, ebenso beim Höfler „Pechkies“ unter den lettigen Glimmersand und über den Mergel. Doch sind diese Angaben unsicher und Verwechselungen nicht ausgeschlossen, was schon daraus hervorgeht, daß von unweit gelegenen Brunnen ganz normale Profile angegeben werden. Es ist aus allem eine mantelförmige Anlagerung eines geschlossenen Schotterkomplexes an die älteren Sedimente anzunehmen, wenn letztere, oft allerdings nur petrographisch nachgewiesen, im Scheitel der Hügel höher emporsteigen.

Höhenzüge der älteren Schichten.

Wie die Karte zeigt, heben sich solche Scheitel aus dem weitausgebreiteten Schotterfeld deutlich erkennbar als Höhenzüge heraus. Bisher glaubte man, dieser Schotter sei allen Erhebungen als Kappe oder Decke aufgesetzt; und in der Tat sieht man häufig die Kuppen von dem mit Wald bestandenen Kies überdeckt. Aber so charakteristisch dieses Bild etwa für den Südwesten, für die östliche Wolfachtalseite oder auch für die Umrahmung des Voglarntals sein mag, so sehr täuscht es doch meist den Blick. Wenn man mit jenen oft wiederkehrenden Bildern vertraut etwa in dem von Kam (345 m) gegen O. ziehenden sogen. Trompeter-Tal zur Straße (375 m) und auf ihr nördlich nach Hinterschloß (440 m) über den steilen kiesbedeckten Waldhang emporsteigt, so wird man erstaunt sein, hier oben den typischen Boden und bei Bohrungen das Anstehen der brackischen Schichten konstatieren zu können. Ebensowenig wird man beim Aufstieg vom obersten Voglarner-Tal (380 m) gegen Süden, nachdem man steilere Kiesgehänge passiert hat, in der Höhe der Straße (451 m) eine Mergelgrube mit brackischen Versteinerungen vermuten. Zwar liegt auf der höchsten Höhe des ganzen Gebietes (469,8 m) im SO. noch Quarzschotter als Beweis dafür, daß die Flüsse einmal alle heutigen Höhen überfluten konnten, aber es handelt sich hier, wie Brunnengrabungen beim Wellner

[1]) Siehe in den Sitzungsberichten der K. Bayer. Akademie der Wissenschaften 1861 S. 211.

ergaben, nur um eine geringe Kiesdecke, unter welcher unweit die brackischen Schichten hervortreten.

Von hier ausgehend bauen letztere, nur wenig von Schotter oder Löß auf ihrer Höhe bedeckt, einen Zug auf, welcher zunächst über Kronöd (445 m) und Schallnöd (447 m) nach NW., dann NNW. über Breitreuth (460 m), Klugsöd (433 m), Ottenöd (435 m), Kallöd (429 m), Salzmann (423 m) verläuft, um sich zunächt westlich nach Scheunöd (420 m), dann nördlich zu wenden. Von diesem Höhenrücken zweigen nach NO. verschiedene Äste ab, so gegen Hasenberg (454 m), Auf der Linden (450 m), Galla-Höfler, Haimbuch (400 m), ebenso gegen Süden nach Steindilln-Hinterschloß. Sie alle zeigen in ihrem Scheitel die älteren Schichten, denen der Schotter seitlich als Mantel angelagert erscheint.

Ähnlich steigen im Südwesten die brackischen Schichten zu Höhenzügen neben den Schottern an; der Hauptrücken zieht zwischen Wimberg (400 m) und Wurmaign (420 m) nach Untergfadering (420 m) und zur Höhe der Aidenbacher Straße (425 m); von da nicht ganz 1 km nach W. und dann nach NNO. (447,1 m) gegen Schalkham (441 m) und O. von Hörgessing (410 m) vorbei folgt ihm die Straße nach Vilshofen. Nordwestlich jenseits der Vils steigen im Ortenburger Gebiet die granitischen Höhen bis 410 m, nördlich der Donau bis 430 m an.

Flußläufe (s. Abb. 14 S. 163).

Wenn auch zur Zeit des Höchststandes der Flüsse alle diese Höhen überflutet waren, so müssen doch in späterer Zeit, als die Wasser tiefer flossen, jene Höhenzüge trennende Schranken gebildet haben. Trotz nachträglicher Erosion und Anlagerung kann man doch aus den Rücken auf den Verlauf und die Richtung der Flüsse schließen. Dabei kommen weniger die mehr kuppenförmigen granitischen Höhen im Norden als die zwei langen Züge brackischer Schichten im Süden in Betracht. Letztere besitzen im ganzen einen NNW.—SSO.-Verlauf und deuten damit einen ähnlichen Verlauf früherer Flüsse an. Von den Einzelheiten jener jedenfalls sehr stark wechselnden Wasserrinnen sind nur undeutliche Spuren zu beobachten. Aus der Lagerung und nach den Brunnenbohrungen ist westlich von Galla ein früheres Steilufer anzunehmen von einem Flußlauf, welcher über Lippert, Aichberg, Marterberg, Rammelsbach nach einer Windung gegen Süden sich über Grailing gegen Kalkberger und dann wohl südlich wandte. Andererseits deutet die Form der Auflagerungsfläche des Quarzschotters mit ihrer Erhebung östlich von Weng einen großen Mäander vom Dötter über Holzkirchen, NW. vom Hilkinger vorbei nach Weinberg und Söldenau an. Von da ging die Rinne südöstlich zum Hinterschloß und gegen Ortenburg, während eine andere von dem Steilufer am Hinterschloß nach Osten und vom Rauscher nach Süden zog. In Hinterhainberg hat die Flußerosion alles bis zum Meeressand fortgeschafft, denn nach den Brunnenbohrungen fehlen die brackischen Schichten über letzterem und unter 20—40 m mächtigem Kies. Die Schotter von Aisterham, Kronthal, Unteriglbach mögen wohl durch einen Flußlauf gebracht worden sein, der über Lengsolden, Schwaibach, Kronthal, O. von Hinding, Baumgarten etwa auf Basis 360—370 m strömte.

Naturgemäß haben diese Flüsse an ihren Seiten und ihrer Basis die Oberfläche der brackischen Schichten durch Umlagerung stark verändert. Wenn solche Flächen heute zu Tage treten, wird eine genaue Kartierung sehr schwer, denn eine Unterscheidung dieser Gebilde von den jetzt an den Gehängen liegenden Umlagerungsprodukten ist kaum möglich. Diese Gegenden zeichnen sich

durch den starken Wechsel von Schotter, grobem Sand und brackischem Material auch auf größere und flachere Strecken hin aus. Beispiele sind die Gegenden im Westen südlich von Jaging bis über die Aidenbacher Straße hinaus.

Geschiebegröße wie Verbreitung lassen bei unserem Schotter einen recht weitgehenden Vergleich mit dem Oberlauf heutiger Flüsse zu. Dieser entwickelt sich frei in lose aufgeschwemmten Schottermassen, wie dies etwa der Oberrhein von Basel abwärts bis zur Murgmündung vor seiner Korrektion zeigte. Bei einem Gefäll von 0,8 – 0,9 ‰[1]) nahm er die ganze Talebene in einem Gewirr von größeren und kleineren Stromarmen zwischen weiten Schottergründen und grünen Inseln ein; „das Hochwasser suchte sich seinen Weg, wo es den geringsten Widerstand fand, furchte hier tiefe Rinnen aus, während es dort alte Arme verschüttete. Je mehr der Strom in einer bestimmten Bahn wirksam wurde, sein Bett vertiefte und den Wasserspiegel senkte, desto näher lag der Zeitpunkt, daß ihm durch Querströme sein Bett verlegt und ein neuer Arm angebahnt wurde. Bei kleinem Wasser erschöpfte der Strom seine Kraft, um die Unregelmäßigkeiten, die das Hochwasser geschaffen, auszugleichen und zwischen den einzelnen tieferen Löchern eine Unzahl flacher Rinnsale herzustellen.“ [1]) „Je unregelmäßiger das Strombett ist, desto stärker wird auch der Wechsel des Geschiebekorns sein; je weiter die Geschwindigkeit an einzelnen Punkten um den allgemeinen Durchschnitt schwankt, desto gemischter wird die Zusammensetzung des Geschiebes sich gestalten.“ [2]) Solche Unregelmäßigkeiten herrschten auch gegen Ende des Tertiär in den von bedeutenden Wassermengen durchströmten Tälern der Ortenburger Gegend. Der starke Wechsel hat alle Anhaltspunkte zur Rekonstruktion von Einzelheiten zerstört.

Herkunft.

Der Ursprung des Quarzschotters war bisher recht zweifelhaft. Der Mangel an Gesteinen des Bayerischen Waldes schloß diesen als Lieferant von vornherein aus; denn die Granite, Gneise und Pegmatite sind für die Nähe des Waldes zu untergeordnet an Zahl und zu wenig charakteristisch. Vom entfernten Fichtelgebirg konnten die Massen aus ähnlichem Grund und wegen ihrer oft recht bedeutenden Größe nicht hergeleitet werden. Die teilweise quarzitische Überdeckung der Alb kam wegen abweichender petrographischer Beschaffenheit der meisten Quarzgerölle ebenfalls nicht in Betracht. Im obersten Donaugebiet war es möglich, die dort liegenden im Durchschnitt anscheinend etwas kleineren Quarzgerölle aus dem Schwarzwald, die kleineren davon speziell aus den Konglomeraten des Buntsandsteins abzuleiten;[3]) doch können die niederbayerischen Quarzschotter schon deshalb im wesentlichen nicht daher gekommen sein, weil, abgesehen vom Mangel anderer sehr harter Schwarzwaldtypen, ihre Menge viel zu bedeutend ist; auch sind sie ja größer als dort.

Die in sehr vielen niederbayerischen Quarzgeröllen eingeschlossenen Flasern von Phyllitresten deuten, wie erwähnt, auf die Aufbereitung eines größeren von Quarzlinsen und -gängen durchsetzten phyllitartigen Rückens hin, wie er in den Zentralalpen nicht selten ist. v. Gümbel[4]) nahm daher den zentralalpinen Ursprung

[1]) R. Jasmund: „Der Wasserbau“ (III. Teil des Handbuchs d. Ingenieurwiss. 3. Aufl.) Bd. I 1911, S. 187.

[2]) ibid. S. 347.

[3]) Siehe Aug. Göhringer: „Talgeschichte der oberen Donau ...“. Mitt. d. Bad. Geol. Landesanst. Bd. VI. 1912.

[4]) Siehe „Geologie von Bayern“ 1894 II S. 293, S. 382.

dieser Gerölle an; sie hätten die weicheren Gesteine auf dem Transport aufgerieben. Geschiebe von hartem Kalk und sonst festen Gesteinen der Alpen sind in dem Schotter nach v. Gümbel nur spärlich mit dem Quarz vermengt. Es ist aber zu bemerken, daß doch in pliozäner Zeit oder im jüngsten Obermiozän die Kalkalpen das nordalpine Vorland von den Zentralalpen soweit trennten, daß den Geröllen nach Norden zu wohl eine unübersteigliche Schranke gesetzt war. Außerdem sind typische Kalkalpen-Gerölle, welche zum Teil, wie die jurassischen Kieselschiefer, äußerst widerstandsfähig sind, in dem aufgenommenen Gebiet im Quarzschotter nicht zu finden.[1]) Wenn in dem gleichen Schotter einige davon anderswo in Niederbayern liegen, so wäre es doch äußerst merkwürdig, wenn sich gerade die Gerölle des nächsten Ursprungsorts in diesen großartigen Schottermassen so untergeordnet wiederfänden.

Es gibt aber noch eine Lagerstätte, von der die Quarzschotter der Ortenburger Gegend hergeleitet werden können, und welche noch heute mit ihnen in Zusammenhang steht: das im nördlichen Oberbayern und auch noch in Niederbayern weitausgedehnte Obermiozän. Dieses enthält neben den oft glimmerigen sandigen Mergeln und Sanden eine sehr große Menge von hauptsächlich aus Quarz bestehenden Schotterlagen. v. Gümbel[2]) charakterisiert sie folgendermaßen: „Die meist groben Rollstücke bestehen durchweg aus den härteren Gesteinen der Alpen. Vorherrschend sind es hellfarbige Quarze und graue Quarzite mit Übergängen in eine Art Grauwacke, Kieselschiefer, Quarzitschiefer und quarzreiche Glimmerschiefer. Dazu kommen Gneise aller Art, namentlich flaserige und großaugige Hornblendegesteine (seltener), alpiner Granit, Pegmatit, rote Quarzporphyre, Verrucane, Werfener roter Sandstein, sericitische Gesteine, harte glaukonitische Sandsteine und ein buntes Gemenge alpiner, hauptsächlich roter Hornsteine. Kalkige Geschiebe fehlen so gut wie vollständig.“ Auch vom Frankenjura stammt kein Kalkgeröll. Eine obere Geröllablagerung verändert sich nun gegen Osten zu mehr und mehr, „indem[3]) sich die Geschiebe hier auf den höheren Lagen anhäufen und nach und nach fast ganz ausschließlich aus weißem Quarz zusammengesetzt sind. Es scheint dies mit alten Talungen des Voralpenlandes in einem westlichen und östlichen alten Flußgebiet in Zusammenhang zu stehen.“ „Schon östlich der Linie Landshut—Regensburg sind in den zahlreichen Kiesgruben fast nur Quarzgerölle mit nur vereinzelten Urgebirgsstücken, Hornstein- ung Flyschbruchstücken zu finden, und weiter dann zwischen dem unteren Isar- und dem Inntal entwickelt sich dieses Quarzgeröll immer mächtiger und selbständiger. Es bildet hier auf den Höhen eine geschlossene, oft durch quarzitisches Bindemittel zu einer außerordentlich festen, dem Braunkohlensandstein ähnlichen Masse verbundene Decke ... auf den Höhen des ganzen östlichen Hügellandes südlich der Donau.“

Bezüglich der petrographischen Beschaffenheit und Verteilung jener großen Schottereinlagerungen im Obermiozän mögen hier kurz die Resultate flüchtiger Begehungen der Gegenden zwischen Landshut und dem aufgenommenen Gebiet angeführt werden. Es hat sich dabei herausgestellt, daß die Verteilung der Kalkgerölle etwas anders ist, als sie nach v. Gümbel zu erwarten wäre. Denn einerseits liegen diese offenbar den Kalkalpen entstammenden Gerölle nicht nur in den meist von Mergel oder Glimmersand bedeckten Schotterlagen bei Landshut,

[1]) Auch fehlen Amphibolite ... der Zentralalpen.

[2]) v. Gümbel l. c. S. 380.

[3]) id. S. 381.

Ruhmannsdorf, Kirchberg, Wendelskirchen und südwestlich Frontenhausen; sondern es finden sich Kalkgerölle auch noch weiter östlich, z. B. im N. von Sattlern (nordöstlich von Arnstorf), Voglau, südlich von Eichendorf zwischen dem unteren Kollbach und der Vils. Andererseits aber sind die Schotter im SO. von Frontenhausen, O. von Kollbach, O. von Haberskirchen im oberen Kollbachtal, dann an den Höhen zwischen der unteren Vils und der Donau (Forst Hart) ohne weitere Bedeckungen, kalkfrei und besonders im Osten von den Ortenburger Schottern nicht zu unterscheiden. Ohne näher diese Verhältnisse zu verfolgen, soll doch ausgesprochen werden, daß es sich vermutlich um alte Flußrinnen handelt, welche in der allgemeinen Richtung von W. nach O. das obermiozäne Gebiet durchfurchten. Nach den gemachten Beobachtungen ergeben sich solche Flußläufe im Süden zwischen Frontenhausen und Arnstorf, mehr im Norden zwischen der unteren Vils und der Donau[1]) (Forst Hart). Es wird eine interessante Aufgabe bei den nunmehr auch in Niederbayern begonnenen Aufnahmen der K. geognostischen Landesuntersuchung sein, diesen Verhältnissen näher zu treten und die Flußläufe im Obermiozän, wie die späteren an Kalkgeröllen freien Rinnen zu entwirren.[2])

Der äußerst rasche Wechsel von grobem Kies, grobem und feinem Sand, Mergel, ja Ton in den Sedimenten des Obermiozän lassen auf einen außerordentlichen Wechsel in den Sedimentationsbedingungen, in der Menge und Bewegung des Wassers schließen. Bald breiteten sich Seen aus, bald wurden sie wieder von Flüssen verschüttet. Die letzten großen Bewegungen im Prozeß der Alpenaufrichtung erkennen wir in diesen Sedimenten wieder. Allerdings bestehen letztere meist nur zum kleinen Teil aus den Kalkgeröllen der Nordalpen; das ist aber nicht verwunderlich, wenn man die Tatsache bedenkt, daß wir es mit einem allmählich sich senkenden Gebiet zu tun haben, indem sich auch die aus härtestem Material bestehenden Restschotter der ganzen angrenzenden Gebietsteile sammeln mußten.

Am Ende des Obermiozän war das Ortenburger Gebiet eine Durchgangsstelle für die von jenem Inundationsgebiet abströmenden Entwässerungsrinnen. Letztere folgten mit starker Strömung dem sich zurückziehenden Meer nach Osten und erfaßten die kurz vorher in den Seen, Altwässern und Flußbetten niedergelegten Sedimente von neuem. Nachdem sie lange Zeit in der Zone der Verwitterung gelegen hatten, wurden diese Ablagerungen nun aufs neue geschlämmt; die feinen Teilchen und mit ihnen die Reste der verwitterten und zerriebenen Kalkgerölle wurden weit fortgeschafft. Bereits ein geringer Transport genügte, aus den obermiozänen Sedimenten jene widerstandsfähigsten Reste zu sondern, die nun als die schwersten und gröbsten zunächst wieder zur Ruhe kamen. Nach wechselvollster Erosion und Ablagerung entstand so in unserem Gebiet jene kalkfreie Quarzschottermasse. Die Hauptzuflußrinne scheint dabei im WNW. in der Gegend des Forst Hart gelegen zu haben, in der die gleichen Schotter in langer West-Ost-Erstreckung ausgebreitet sind.

Als sich die Flüsse tiefer eingefressen hatten, kamen sie zwischen der unteren Vils und der Donau auf die widerstandsfähigen Gesteine des Bayerischen Waldes

---

[1]) H. Reck vermutete die Schotter dieser alten Donau-Vorläufer an den das Donautal begleitenden Höhen zwischen Kelheim und Ortenburg; siehe „Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft . . .“ Z. d. D. geol. Ges. Bd. 64. 1912. Abh. H. 1/2.

[2]) Die ersten Andeutungen über diese Flußläufe dürfte Mayer-Eymar gegeben haben in „Sur les relations des étages Helvétien et Tortonien du plateau Suisse-Allemand'. Archives des sciences physiques et naturelles 3. pér. t. VI. 1881 p. 7.

und wichen diesen anfänglich nach Süden zu aus. Wie schon ausgeführt, kann man aus der Gestalt der Schotterauflagerungsfläche hauptsächlich zwei im großen von NW. gegen SO. zu verlaufende Flußrinnen ableiten.

Auch die Höhenverhältnisse stimmen mit der Ableitung des Ortenburger Schotters aus dem westlichen Tertiärgebiet gut überein. Die Kieslager steigen jetzt z. B. im SO. von Blatt Ingolstadt[1]) noch bis auf ca. 520 m an, das übrige Tertiär bis etwa 550 m. Wenn man das Gefäll der Donau als Mindestmaß der pliozänen Donauflüsse annimmt, so müßten die Tertiärschichten mit Kieslagern in der Gegend S. von Pfaffenhofen damals mindestens in 535 m Meereshöhe gelegen haben; denn die von ihnen vielleicht stammenden höchsten Quarzschotter bei Ortenburg liegen mit 470 m heute 175 m über dem Spiegel bei Sandbach (heutiger Wasserspiegel der Donau etwas östlich von Ingolstadt 360 m). Noch jetzt liegen sie also nur 15 m darunter; diese Höhenbeziehung verlangt somit einen weit geringeren Betrag der Abtragung als der, den er wahrscheinlich erreichte.

Bildung des Donaudurchbruchs.

Erst allmählich scheint sich an einer, vielleicht durch Zerrüttung der Erosion besonders zugänglichen Linie[2]) eine endgültige Stromverlegung ins Bett der heutigen Donau angebahnt zu haben. Wie das so oft zu beobachten ist, hat die abströmende Wassermasse sich keine tiefere Rinne in den weichen Tertiärschichten am nahen Südrand des Waldes, wo sie doch anfangs floß, ausgearbeitet, sondern sie bevorzugte den soliden Grund der harten Gesteine. Als die Erosion etwa 360 m erreicht hatte, haben sich diese Flußläufe allmählich auf den Bereich der heutigen Donau beschränkt. Sie gruben dort eine Rinne bis 340 m Meereshöhe tief ein. Nach einem folgenden Akkumulationsstadium hat sich hierauf der Zuflußbereich der Donau wesentlich geändert.

Jüngerer Schotter.

Wenn man die Kieslager an der nördlichen Talseite der heutigen Donau untersucht, so findet man z. B. in der Kiesgrube nördlich von Windorf über 1,5 m Quarzkies gewöhnlicher Ausbildung eine ziemlich feldspatreiche Grobsandlage mit einigen fremden Kieseln, die nach oben auf 1,5 m in einer Kieslage stark zunehmen. Die gleichen Gerölle trifft man auch in den Kiesgruben SO. und O. von Gerharding, wo sie sogar die gewöhnlichen Quarzkiesel an Zahl übertreffen. Ein weiteres Vorkommen liegt W. von Bösensandbach. Einige auf dem Feld NW. bei Pickling verstreute Gerölle deuten die einstige Verbreitung auch auf der Südseite der Donau an, wo sie offenbar der stärkeren Erosion fast ganz zum Opfer fielen. Verschwemmt finden sich solche Gerölle auch in der Hohlweg-Biegung 700 m O. von Windorf auf 312 m Höhe; sonst nehmen sie Höhen zwischen 350 und 342 m ein und erweisen sich dadurch, abgesehen von der beobachteten Auflagerung auf den andern Schotter, als jünger wie dieser.

Die Gerölle bestehen ebenfalls aus sehr harten Gesteinen, unter denen die Quarze meist vorherrschen; sie besitzen im Durchschnitt eine etwas geringere Größe und sind vielleicht etwas weniger vollkommen gerundet. Hauptsächlich viele braune Hornsteine und lila-rötliche Quarze sind für den jüngeren Schotter charakteristisch. An den braunen Hornsteinen, die auch porös werden und in ein luckiges,

[1]) Blatt Ingolstadt, herausgegeben von der K. B. geognost. Landesuntersuchung 1889.

[2]) Diese Linie geht parallel der tektonischen Hauptrichtung von WNW. nach OSO., ungefähr parallel dem Schieferstreichen, parallel dem Pfahl und der Randspalte.

aber dichtes Kieselgestein übergehen, treten ab und zu die Querschnitte von Bivalven- oder Brachiopodenschalen hervor. Daneben kommen rötliche, weißliche und schwarze Hornsteine, schwarze Lydite, Quarzite, Quarzsandsteine von grünlicher, bräunlicher und rosa Farbe, meist kieselig, mit oder ohne Feldspat vor. Außerdem sind einige stark zersetzte Gneise, Aplite, an Quarzgängen reiche Phyllite und Gangquarze zu nennen. Neben den anderen Geröllen liegen die vorwiegend sedimentären Kieselgesteine in meist recht glimmer- und feldspatreichem Grobsand, dessen Material jedenfalls dem Bayerischen Wald entstammt. Die meisten neu erscheinenden Gesteine kommen aber ebensowenig dort, wie in den untersuchten Obermiozän-Lagern vor. In der Zeit, als die Donau etwa 40 m höher als heute bereits in konstantem Bett gegen Osten floß, muß ein neues, ziemlich bedeutendes Gebiet ihrem Strombereich angegliedert worden sein; denn an ein plötzliches Auftreten dieser Gesteine infolge tiefer gehender Erosion ist nicht zu denken. Nach dem Charakter der Gerölle mag ein stärkerer Zufluß aus der Nabtalung, etwa vom Fichtelgebirge her oder von der Alb, in Frage kommen.

Der weitere Verlauf der Gewässer, welche den Quarzschotter ungefähr in der Richtung der heutigen Donau gegen das Wiener Becken zu weiter transportierten, ist durch diese Schotter markiert. Als Spur des jüngeren Schotters mit seinen Gesteinen paläozoischen Gepräges mag ein Fund Waltl's[1]) gelten, von dem allerdings in der späteren Literatur nichts weiter bekannt geworden ist. Östreich[2]) und Hassinger[3]) haben u. a. jene Quarzschotter im Osten verfolgt.

Bezüglich des Alters des Quarzschotters herrscht keine Sicherheit, da bestimmbare Einschlüsse fehlen. Es kommt das jüngste Obermiozän und das Pliozän in Betracht. Als einziger Anhaltspunkt dient bis jetzt die Analogie mit dem petrographisch ziemlich ähnlichen Hausruckschotter, aus dessen unmittelbar Liegendem (Trauntaler Braunkohlen-Ablagerungen) *Hipparion gracile* und *Chalicotherium* von Tausch[4]) beschrieben wurden. Demnach wäre kein höheres Alter als Unterpliozän anzunehmen.

Depéret[5]) stellte die „Caillontis à Hipparion de la vallée de la Traun" gleichzeitig mit dem Belvedereschotter in sein Pontique moyen und damit zum Obermiozän; doch rechnen die meisten die pontische Stufe bereits zum Pliozän. Der sehr ähnliche Belvedereschotter dürfte als Fortsetzung des Ortenburger Quarzschotters im wesentlichen gleichaltrig sein. Zu einer merkwürdigen Altersbestimmung gelangte Penck,[6]) der „die Quarzschotter Niederbayerns" von den „obermiozänen" Hausruckschottern abtrennte und ins Mittelmiozän stellte, wo doch noch Meeresbedeckung vorhanden war. Als diluvial war dagegen der Hauptteil der Quarzschotter des Ortenburger Gebietes auf der Gümbel'schen Übersichtskarte bezeichnet worden; schon Penck hat aus ihrer höheren Lage auf höheres Alter geschlossen.

[1]) Siehe Waltl in Briefl. Mitteilungen im Kbl. d. zool.-min. V. Regensburg 6. 1847 S. 80. Er fand im Quarzschotter ohne Kalkgeröll bei Kellberg ein Quarzgeschiebe von ca. 6 Pfund und erkannte darin deutlich einen Abdruck von *Rhodocrinus verus*.

[2]) K. Östreich „Zur Landschaftskunde der österreich. Alpen". Hettners G. Z. 1907. H. 5.

[3]) H. Hassinger „Geomorphologische Studien ..." Penks geogr. Abh. Bd. 8. H. 3.

[4]) K. K. Geol. Reichsanstalt 1883 S. 147.

[5]) l. c. p. 265.

[6]) Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1. S. 83.

Zusammenfassung.

Wir kommen somit zu dem Resultat, daß die Quarzschottermassen des aufgenommenen Gebietes seit Ende des Obermiozän aufgeschüttet wurden von Flüssen, welche den Charakter des Oberlaufes an sich trugen. Sie kamen von Westen und breiteten in wechselvollstem Lauf zunächst ihre Schotter fast über das ganze Tertiär-Gebiet aus. Erst allmählich senkten sie sich tiefer und gruben besonders drei tiefe Rinnen etwa in NW.-SO.-Richtung, abgelenkt durch das entgegenstehende Massiv des Waldes. In diesem entwickelte sich parallel der Randspalte ein solider Lauf, der schließlich alle Gewässer aufnahm. Damit war in pliozäner Zeit der Lauf der heutigen Donau etwa 40 m über ihrem heutigen Niveau festgelegt. Durch Einbeziehung eines neuen Teils in das Stromgebiet gelangten hierauf petrographisch andere Geschiebe in den Lauf, der sich in diluvialer Zeit immer tiefer einsenkte. Dadurch, wie durch die gleichzeitige Tieferlegung der Zuflüsse, wurden die höheren miozänen Sedimente weggeräumt, so daß die tektonischen Grundzüge jetzt zum Teil auch orographisch wieder etwas hervortreten.

Die so weitaus überwiegend aus Quarzen bestehenden Schotter sind Restschotter, im wesentlichen hervorgegangen aus der Aufarbeitung der westlichen miozänen Sedimente mit ihren Geröllzwischenlagen. Sie sind auch dort bereits außerordentlich gemischt, da das einsinkende Tertiärland zum Sammelbecken aller Gerölle und Restschotter der Umgebung werden mußte. Die widerstandsfähigsten Geschiebe, die Quarze, haben die längste Wanderung hinter sich.

5. Abschnitt. Quartär.

I. Der Löß und die Lößböden.

Das Gestein mit seinen durch die Verwitterung und Umlagerung geringeren Ausmaßes gebildeten Abkömmlingen (Böden), dessen Material in diluvialer Zeit durch den Wind in der Gegend angehäuft wurde und noch als solches zu erkennen ist, wird als Löß bzw. Lößboden zusammengefaßt. Trotz seiner bei genauerem Zusehen erkennbaren außerordentlichen Mannigfaltigkeit ist der Durchschnitt der hieher gehörigen Gebilde doch so einheitlich, daß es möglich ist, sie in einer gemeinsamen Gruppe zusammenzufassen und als solche auf einer geologischen Karte gegen andere Böden abzugrenzen.

Als gemeinsame Eigenschaft ist zunächst die Lagerung zu nennen. Löß und Lößböden bedecken als jüngste bedeutendere Ablagerung das ganze Gebiet, seine höchsten Höhen, seine Hänge wie seine Niederungen; doch fehlen sie meist den steileren Böschungen und sind in den Talsohlen durch weitgehende Verschlämmung und Vermengung mit anderem Material nicht mehr hieher zu zählen; sie bilden hier einheitliche Ablagerungen, abgesetzt durch die wesentlich in alluvialer Zeit tätigen Kräfte. Das helle, oft sehr helle Braun, welches sie in trocknem Zustand normalerweise zeigen, ihre meist sehr staubige, oft mürbe Beschaffenheit läßt sie ebensogut im Felde zusammenfassen, wie im Laboratorium ihre mechanische und chemische Zusammensetzung (Kalkgehalt), ihr Reichtum an Staubsanden, ihre Armut an Grob- und Feinsanden und ihre mikroskopischen Eigentümlichkeiten.

Aber wie schon bei Besprechung der Miozänböden erwähnt, reichen alle diese Eigenschaften in vielen Fällen kaum hin, unsere Gruppe reinlich von gewissen Verwitterungsprodukten des Tertiärs zu trennen. Nicht nur durch die Zusammen-

setzung der letzteren, auch durch die Variabilität der Lößböden ist diese durch die Verwitterung gesteigerte Konvergenz entstanden. Ihre Mannigfaltigkeit hat es nötig gemacht, eine größere Zahl von Typen aufzustellen, die genauer untersucht und denen dann alle hieher gehörigen Böden angeglichen wurden. Rein nach petrographisch-bodenkundlichen (agronomischen) Merkmalen lassen sich folgende Gruppen unterscheiden:

Agronomische Klassifikationen[1]**:**

A. Hoher Kalkgehalt (Löß)	B. Kalkarm bis kalkfrei (Lößartige Böden)
1. Bindiger Löß (Lößlehme): **128**, 146, **163**, 195, **187**.	1. Sandige Lehme (milde, mürbe Lehme): 1, **47**, 63, 66, **69**, **82**, **161**, 167, **177**, 101, 102, 114, 150. 2. Bindige und sehr bindige, auch lettige Lehme: 58, 59, **60**, **57**, 139, **162**, **164**, 42, 62, 121, 123, 126, 127, 129, 163, 168, 186, 188, 122, 32, 33, 39, 40, 41, 43, 44, 45, 46, 48, 51, 52, 54, 55, 64, 65, 116, 118, 109, **119**, 124. 3. Fein- und staubsandreiche Letten: 84, 85, 86, 87, 97.
2. Feinsandreicherer, staubsandärmerer Löß: **165**, **166**, 148, 74, 75, 192, **155**.	4. Lehmige und stark lehmige Sande: 56, 57, 68, 70, 71, 73, 76, 77, 79, 80, 99, 100, 106, 107, 149, **155**, **156**, 174.
3. Lößsande: **159**, **201**.	5. Schwach lehmige Sande: 160, 173.

Zwischen den einzelnen Gruppen finden sich naturgemäß sehr zahlreiche Übergänge, besonders unter B zwischen 1. und 2., 1. und 4., 2. und 3. und zwischen 4. und 5. Dagegen ist ein Übergang von A zu B sehr selten; Beimengungen von fremdem Material, z. B. von Kies, sind häufig.

Die große praktische Bedeutung, welche die Unterscheidung der angeführten Gruppen für Land- und Forstwirtschaft besitzt, geht aus der Verschiedenheit, wie aus der großen Verbreitung dieser Gebilde hervor. Sie gab Veranlassung, diese Verhältnisse auch auf der geologischen Karte durch Signaturen anzudeuten, obwohl jene Gruppen nach agronomischen Merkmalen im großen, welche für den Nutzungswert in erster Linie maßgebend sind, zusammengefaßt in vielen Fällen Dinge vereinigen, welche genetisch zu trennen wären. Nur die Unterscheidung der kalkreichen von den kalkarmen Typen hat auch genetischen Wert, indem erstere nicht oder nur wenig veränderten Löß, letztere Derivate desselben darstellen. Übrigens ist bei der agronomischen Bezeichnung und Gruppierung nicht allein ein einziges Merkmal maßgebend, wie etwa die mechanische Zusammensetzung; hier sind alle Eigenschaften des Habitus zu berücksichtigen; ein Letten und ein Lehm mit gleichen Korngrößenzahlen sind sowohl ihrem Aussehen wie ihrem Verhalten nach außerordentlich verschieden.

Um zu einem Verständnis der so verschiedenartigen Lößbildungen zu gelangen, mußten noch mehr als bei der agronomischen Einteilung neben der Beschaffenheit des Materials die Lagerung und eventuellen Vermengungen berücksichtigt werden. Auch hier hätte Einseitigkeit zu falschen Schlüssen geführt; denn wenn

[1]) Siehe S. 124 Anmerkung 6.

man z. B. Probe 27 (im Profil S. 125) nur nach den Zahlen der mechanischen Analyse beurteilte, so müßte man sie unbedingt zu den typischen Lößböden stellen. Durch Verwertung aller Momente wurde eine andere Gruppierung (S. 144) erreicht, die in erster Linie eine genetische ist; leider konnte diese aber nicht vollkommen durchgeführt werden und mußte an ihre Stelle noch teilweise eine Gruppierung rein nach der Beschaffenheit ohne nähere Kennzeichnung ihres genetischen Wertes treten, weil für die wenigsten Böden noch die Beziehung zwischen ihrer Ausbildung und den sich in der Ausbildung wiederspiegelnden Entstehungsbedingungen festgelegt ist. So mußten sicher noch manche Böden von wesentlich verschiedener Entstehung in eine Gruppe zusammengeworfen werden, weil sie ohne eingehendere Bearbeitung, welche den Rahmen dieser Arbeit weit überschritten hätte, nach den wenigen zur Verfügung stehenden Resultaten nach ziemlich rohen Untersuchungen zusammenzugehören schienen. Der Stand der Kenntnisse, in welchem sich heute noch dieses Grenzgebiet zwischen Sedimentpetrographie und spezieller Bodenkunde befindet, machte es ganz unmöglich, bei der Kartierung mit einiger Sicherheit die in der Einteilung gegebenen genetischen Typen zu trennen. So mußten auch der umgelagerte Löß mit dem primären mit gleicher Farbe dargestellt werden. Geologisch wichtig wäre die Aufklärung der genetischen Beziehungen deshalb, weil die Verwitterung und Umlagerung des Materials nicht selten eine regionale Änderung der Korngrößen oder des Kalkgehalts im Löß vortäuscht, welche in Wirklichkeit primär nicht vorhanden waren.

Als Beispiel für solche sekundäre Unterschiede und zugleich als Grundlage der Einteilung mögen die an Lößablagerungen beobachteten Oberflächenprofile angeführt werden.

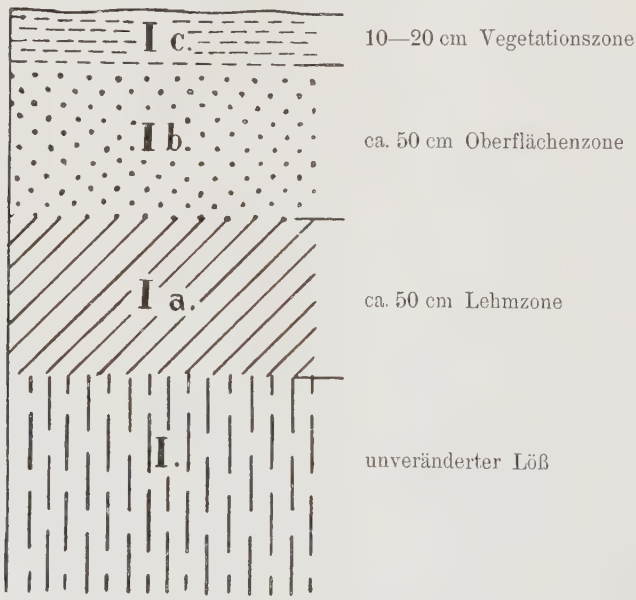


Abb. 5. Normales Oberflächenprofil einer Lößablagerung.

Vorstehende Skizze soll die im Gebiet mit großer Regelmäßigkeit wiederkehrenden obersten Schichten einer Lößablagerung andeuten. Über dem typischen, durch die Verwitterung wenig veränderten kalkreichen Löß (I) folgt eine etwa 50—70 cm mächtige Schicht (Ia), die sich von der unterliegenden besonders durch

fast vollkommenen Kalkmangel und durch dichtere Struktur, entsprechend höhere Bindigkeit auszeichnet. Sie ist sehr häufig durch senkrechte mehr oder weniger glatte Flächen, welche einander in mittleren Winkeln schneiden, in ziemlich scharfkantige Prismen (aber auch in Blättern) abgesondert. Diese Lehmzone wird von einer ebenfalls um 50 cm dicken Oberflächenzone (Ib) überlagert. Letztere ist auch fast kalkfrei, wesentlich poröser und weniger bindig als die Lehmzone und gleicht in ihrer Struktur oft sehr dem anstoßenden Löß. Sie trägt die „Vegetationszone", die Krume oder „Kulturschicht", wenn sie durch die Tätigkeit des Menschen verändert erscheint. In dieser (Ic) findet sich wiederum nur sehr wenig Kalk; sie unterscheidet sich von der physikalisch ähnlichen Oberflächenzone durch die reichlichere Beimengung von Humusstoffen und anderen fremden Bestandteilen.

In der Literatur wird allgemein die Verlehmung der Lößoberfläche erwähnt, doch selten finden sich genauere Angaben. Eine ziemlich weitgehende Analogie des besprochenen Normalprofils, das jedenfalls allgemeinere Bedeutung hat, ist bei dem Normalprofil des norddeutschen Geschiebemergels vorhanden. Keilhack[1]) beschreibt über dem intakten Geschiebemergel den gleichstruierten, aber kalkfreien und durch Oxydation dunkler gefärbten „Geschiebelehm" und darüber die Zone des lehmigen Sandes, beim Acker bedeckt von der etwas dunkleren „Kulturschicht".

Zur näheren Kennzeichnung der im Felde an typischen Vorkommen unschwer zu erkennenden Verwitterungszonen wurden folgende Proben näher untersucht: 161, 162, 163, gewonnen an schwach ansteigendem Gelände im NO. des Gebiets südöstlich von Ried, wo sich unter der Krume folgendes Profil in einer Grube zeigt:

$\overline{ss}$ Ł 7 (161)
ss Ł dicht 7—8 (162)
$\overline{ss}$ Ł kalkreich mit Schnecken > 20 (163).

Verwitterungsprofile des Lößes.

Probe Nr.	Gruppe	Tiefe im Profil cm	Petrograph.-(agronom.) Bezeichnung	Korngrößen in %								Kalk bestimmt nach Passon %	CaO Quant. bestimmt %	„Ton" bestimmt nach Arntz %
				Grobsand					Feinsand	Staubsand	Abschl. Teilch.			
				> 2 mm	2 bis 1 mm	1 bis 0,5 mm	0,5 bis 0,1 mm	zusammen	0,1 bis 0,05 mm	0,05 bis 0.01 mm	< 0,01 mm			
161*	I 1b	40—50	lößart mittelbind. Ł	—	—	—	—	3,08	10,31	48,24	38,37	—	Spur	11,74
162*	I 1a	100	ss Ł bindig	—	—	—	—	1,89	9,79	45,37	42,95	0,04	0,84	24,5
163*	I	180	$\overline{ss}$ Ł (typ. Lößlehm)	—	0,04	0,22	1,28	1,54	9,46	52,70	36,30	25,5	—	18,2
164	II 1a	50-100	ss Ł	—	—	—	—	2,78	15,58	44,02	37,62	1,9	—	—
165	II	500	$\breve{gl}$ $\overline{Ł}$ ss kalkreich	—	0,16	0,44	6,90	7,50	17,90	46,76	27,84	27,0	—	—
105	I 1c	0—15	$\overline{ss}$ Ł Sand bis s Lehm	0,78	—	—	—	6,09	7,06	44,0	42,07	0,1	—	—
42	I 1a	65—93	$\breve{I}$ $\overline{ss}$ Ł	0,16	—	—	—	1,62	6,73	50,43	41,06	0,08	—	—
78	I 1c	0—10	$\breve{I}$ $\breve{gl}$ $\overline{ss}$ Ł	1,08	—	—	—	7,34	7,10	42,85	41,63	0,1	—	—
62	I 1a	100	$\breve{gl}$ $\overline{ss}$ Ł	0,2	—	—	—	4,0	10,16	47,26	38,38	0,05	—	—

* Mittel aus zwei bzw. drei Analysen.

Probe 165 steht ähnlich als typischer, schneckenreicher Löß mit senkrechter Absonderung 4 m mächtig westlich davon im S. von Eglsee an, bedeckt von der

[1]) Siehe „Einführung in das Verständnis der geol.-agron. Karten d. Nordd. Flachlandes", herausgegeben von der K. Preuß. Geol. Landesanstalt 1908, S. 46 ff.

50 cm mächtigen Lehmzone (164) und von 50 cm stark lehmigem Sand. Probe 42 stammt von einer Bohrung am Südrand der Karte südlich von Oberöd aus 65—93 cm Tiefe und unter 105; 62 und 78 von Froschau W. von Söldenau.

Wenn wir uns zunächst auf die beiden ersten Profile beschränken, so sehen wir die anfänglich aus dem Habitus abgeleiteten Zonenunterschiede durch die Untersuchungen bestätigt. Auch durch den hohen Kalkgehalt von 25,5 bzw. 27,0% unterscheiden sich die unveränderten Löße 165 und 163 scharf von den ihnen aufliegenden Zonen. Der ausnahmsweise hohe Gehalt von 1,9% in der der Lehmzone zugerechneten Probe 164 wird wohl auf geringe Beimengung von noch nicht entkalktem Material zurückzuführen sein. Dies ist wahrscheinlich, da die an sich scharfe untere Grenze der Lehmzone oft recht bedeutend auf- und absteigt. Sie entspricht darin ganz der analogen Grenze beim Geschiebemergel; daß sie so scharf ist, mag auch hier auf eine Gesetzmäßigkeit[1]) bei der Entkalkung zurückzuführen sein, daß nämlich erst dann eine tiefere Schicht angegriffen wird, wenn die höhere bereits fast ganz entkalkt ist.

Die Unterschiede in der Struktur, der Bindigkeit werden durch die nach Arntz[2]) ausgeführten Tonbestimmungen bei 163, 162 und 161 illustriert. Die Prozentzahlen sind am höchsten in der bindigsten Lehmzone, niedriger beim unveränderten Löß und am geringsten in der sandigeren Oberflächenzone. Im gleichen Sinne bewegen sich die Zahlen für die abschlämmbaren Teile: sie sind in der Lehmzone höher als darüber oder darunter. Diese Erscheinungen kann man wohl auf eine stärkere Verwitterung in der Oberflächenzone und eine Abschwemmung feinster Teile in die tiefere Lehmzone zurückführen. Denn wir müssen annehmen, daß mit unbedeutenden Abweichungen ursprünglich der ganze Komplex die Zusammensetzung des Lößes hatte; durch die Verwitterung wurden die feinsten Teilchen vermehrt, teilweise in die Lehmzone geschwemmt. Ersteres scheint nach den Zahlen zum großen Teil auf Kosten des Staubsandes gegangen zu sein. Etwas abweichend sehen die beiden anderen Profile aus. Probe 42 und 62 sind Repräsentanten der Lehmzone, während 105 und 78 aus der Krume stammen. Wenn man, wozu Grund vorhanden ist, annehmen darf, daß der in diesen Fällen nicht vorliegende unveränderte Löß im wesentlichen von 163 nicht abweicht, so haben wir hier das Bild weniger weit vorgeschrittener Umbildung im Vergleich zu den oberen Profilen vor uns. Zwar ist naturgemäß die Krume durch ihren Humusgehalt wie durch ihre Lage auf Kosten der Staubsande noch reicher an abschlämmbaren Teilchen als die Oberflächenzone; aber der Unterschied zwischen Gehalt an Staubsand und an Abschlämmbarem, wohl bedingt durch die beiden Faktoren der Verwitterung und Abschwemmung von oben, ist noch größer als bei 162. Die Grobsande nehmen nach oben etwas zu, was bei 78 von der Zunahme von schwärzlichen Konkretionen herrührt, während bei 105 gegen 42 auch die Quarzsandmenge steigt. Die analoge Erscheinung des Sandigerwerdens nach oben beim Geschiebemergel führte Keilhack[3]) auf Abschwemmungen an Hängen und auf Windtransport der feinsten Teilchen in trockenen Wintern zurück.

Auch nach der mikroskopischen Untersuchung (siehe Zusammenstellung S. 146 f.) der Schlämmrückstände ließen sich für die Vertreter der einzelnen Ver-

[1]) Siehe K. Keilhack l. c. S. 48.

[2]) E. Arntz „Studien über Tonbestimmung im Boden". Die landwirtschaftlichen Versuchsstationen Bd. 70 H. IV. 1909.

[3]) l. c. S. 48.

witterungszonen gemeinsame Züge finden. Schon äußerlich unterscheidet sich die weißliche bis hellgraue Farbe der isolierten Fein- und Staubsande bei den Böden der Oberflächenzone von der hellbraunen bei der Lehmzone. Dieser Unterschied wird im wesentlichen durch die Beimengung von eigentümlich dichten, braunen, kalkfreien (Ton?-) Konkretionen bedingt, welche der Oberflächenzone fast ganz fehlen. Bei dem unveränderten Löß (s. S. 147) treten sie seltener auf (163, 128); neben den Resten von Schneckenschalen charakterisiert letztere vor allem der Gehalt an Kalkröhrchen-Konkretionen in den gröberen, der an Kalkspat in den feineren Schlämmrückständen. Im allgemeinen scheint die Menge der abschlämmbaren Teilchen ziemlich proportional dem Gehalt an dunklen Konkretionen zu sein. Erklärungsversuche bezüglich dieser nach ihren äußeren Eigenschaften, besonders nach dem Strich in mindestens drei verschiedene Gruppen zu trennenden schwärzlichen Konkretionen sind erst auf Grund eingehender chemischer und experimenteller Versuche zu machen. Besonders auffallend waren solche Konkretionen in einem stark staubsandigen Lehm (177), der im Tal O. von Hilger (S. Sandbach) ansteht. Sonst oft nur als Überzug, finden sie sich hier in ganz unregelmäßigen Partien bis zu 5 cc Inhalt; aber auch Röhren von $^1/_2$—1 cm Durchmesser und 2—5 mm Wanddicke sind nicht selten. Diese Gebilde sind schwarz, ziemlich mürb und haben schwarzen oder ganz dunkelbraunen Strich. Eine nach den im chemischen Laboratorium der Technischen Hochschule München üblichen Methoden vom Verfasser ausgeführte quantitative Bestimmung ergab für „Humus“ nach Behandlung im Trockenschrank bei 100° als Verlust beim Glühen 6,25%, nach Aufschließung mit Soda in der salzsauren Lösung 10,4% Fe_2O_3 und 15,85% Mn_3O_4. Es war also in den Konkretionen eine bedeutende Anreicherung dieser Bestandteile zu konstatieren.[1])

Außer den im Vorhergehenden betonten weitgehenden Unterschieden, welche die Lößablagerungen den Faktoren der Verwitterung verdanken, zeigt naturgemäß die sehr ausgedehnte Gruppe der fast kalkfreien „verschwemmten“ Bildungen eine große Mannigfaltigkeit je nach der Beimengung von mehr oder weniger fremdem Material. Sie alle konnten noch hieher gezählt werden, wenn der staubige Charakter und die Struktur durch Umlagerung noch nicht zu sehr verwischt waren. Als Beispiele seien Analysen von Probe 34, welche Kies, Grobsand und tonige Teilchen, und von 61 erwähnt, welche durch Verschlämmung mehr feinste Teile aufgenommen hat. Sämtliche untersuchte Lößböden konnten in folgende drei Gruppen zusammengefaßt werden:

1b. Oberflächenzone.

Probe Nr.	Bezeichnung	Fundort	% Schlämmrückstand der Korngrößen mm					% Kalk
			> 2	2 bis 0,1	0,1 bis 0,05	0,05 bis 0,01	<0,01	
161	lößartiger mittelbindiger Lehm	SO. v. Ried, Tiefe 40—50 cm	—	3,08	10,31	48,24	38,37	Spur
69	$\underline{\underline{S}}$ ss	SO. v. Höfler, Tiefe 20—30 cm	0,20	3,71	7,52	45,20	43,37	0,05
78	$\breve{\underline{l}}$ gl $\underline{ss}$ $\underline{S}$	WSW. von Froschau, Krume	1,08	7,34	7,10	42,85	41,63	0,1
105	$\underline{ss}$ $\underline{S}$ s bis s $\underline{S}$	S. von Oberöd, Tiefe 0—15 cm	0,78	6,09	7,06	44,0	42,07	0,1
155	$\breve{h}$ gl $\underline{\underline{S}}$ s	Nordende des Marterbergtals, Krume	0,44	6,25	29,31	39,10	24,90	20,0

[1]) Vgl. M. Gleissner „Über rezente Bodenverkittungen durch Mangan bzw. Kalk.“ Inaug.-Diss. der Techn. Hochschule Karlsruhe; Karlsruhe 1913.

1a. Lehmzone.

Probe Nr.	Bezeichnung	Fundort	% Schlämmrückstand der Korngrößen mm					% Kalk
			> 2	2 bis 0,1	0,1 bis 0,05	0,05 bis 0,01	<0,01	
162	bindiger ss Lehm	SO. von Ried, 1 m tief	—	1,89	9,79	45,37	42,95	0,04
60	$\breve{g}l$ ss $\mathfrak{L}$	Königbach westlich. Talrand, 1 m tief	—	4,41	10,10	44,38	41,11	0,02
139	ss l $\mathfrak{L}$ (l auf Klüften)	Ziegelhütte a. d. Aldersbacher Straße S. Vilshofen, 3–4 m tief	—	2,88	9,02	43,62	44,46	0,06
62	$\breve{g}l$ $\overline{ss}$ $\mathfrak{L}$ „entkalkter Lößlehm	Hohlweg WSW. v. Froschau, 1 m tief	0,2	4,0	10,16	47,26	38,38	0,05
177	$\overline{ss}$ $\mathfrak{L}$ mit großen schwarz. Konkretion.	O. vom Hilger, 1 m tief	3,64	6,84	8,06	43,32	38,14	Spur
42	$\breve{g}l$ $\breve{l}$ ss $\mathfrak{L}$	S. von Oberöd, 65—93 cm tief	0.16	1,62	6,73	50,43	41,06	0,08
164	ss $\mathfrak{L}$	Grube S. v. Eglsee, 70 cm tief	—	2,78	15,58	44,02	37,62	1,9
		2. Durch Umlagerung verändert.						
82	$\breve{s}$ $\breve{l}$ ss $\mathfrak{L}$	W. Wapmannsberg über der Mergelgrube	—	7,33	14,79	34,16	43,72	0,1
47	$\breve{Fe}$ gl $\overline{ss}$ $\mathfrak{L}$	Aufschluß in Dobl, 2,5 m tief	16% d. Gesamtbodens	4,58	8,68	41,30	45,44	0,65
57	$\breve{l}$ ss $\mathfrak{L}$	In Bemmating	1,13	9,17	7,36	35,72	46,62	0,05
61	$\breve{l}$ ss $\mathfrak{L}$	O. vom Hammerschmidgütl, 30—65 cm tief	1,08	3,96	5,83	42,61	46,52	0,04
34	$\breve{K}$ ss l $\mathfrak{L}$	Ausgang des Schöfbachtals (Röhrnermühle), 85—100 cm t.	1% d. Gesamtbodens	12,36	9,10	31,89	46,64	0,1
156	$\overline{S}$ $\overline{\mathfrak{L}}$ s	WSW. von Gaisbruck, 1 m tief	1% d. Gesamtbodens	22,75	30,34	17,37	29,54	—

Die weitere im folgenden versuchte Einteilung von 2. in lehmig-dichte und mürbe Gebilde ist wesentlich petrographisch; allerdings deckt sie sich im ersten Fall oft mit umgelagerten Böden der Lehmzone, im zweiten mit solchen der Oberflächenzone.

Die angeführten Beziehungen können folgendermaßen zusammengestellt werden:

Genetische Einteilung.

A. Primärer Löß	I. Bindigerer Löß (Lößlehme): 163, 128, 187			II. Feinsandreicherer, staubsandärmerer Löß: 165	III. Lößsande: 201, 159
B. Abkömmlinge des primären Lößes	1. Durch Verwitterung				
	a) Lehmzone: 162, 42, 62	b) Oberflächenzone: 161, 69 ...	c) Krume: 105 ...		
	2. Wesentlich durch Umlagerung				
	a) lehmig-dicht: 6, 1 ..	b) mürb			

Selbstverständlich bedingen die zahllosen Übergänge auch hier eine weitere Unvollkommenheit der Gruppierung; doch kann sie im großen aufrecht erhalten werden und bei eingehender Bearbeitung könnte man in den meisten Fällen den

ungefähren Grad der Umlagerung, d. h. eine Entscheidung finden, ob ein Boden unter 1) oder 2) gehört. Koken[1]) dürfte hier etwas zu weit gegangen sein.

Die angegebene Einteilung deckt sich so weit mit der agronomischen (S. 139), als die Eigenschaften, welche genetisch wichtig sind, mit denen zusammenfallen welche den ganzen Habitus wesentlich beeinflussen. Dies gilt bezüglich des Kalkgehalts, der bindigen Beschaffenheit der Lehmzone, der sandigen Oberflächenzone. Dies gilt aber nicht beispielsweise bei geringer Beimengung fremden Materials, welche auf eine Umlagerung schließen lassen, deren Bedeutung für die Eigenschaften des Bodens an sich gering ist. Der genetische Gesichtspunkt des Geologen wird immer auf Dinge Wert zu legen haben, die in vielen Fällen von dem abweichen, was nach dem agronomischen Gesichtspunkt vor allem zu betonen ist. So sollen im folgenden auch nur die geologisch wichtigeren Vorkommen primären Lößes genauer behandelt werden.

Der primäre Löß.

Im Verhältnis zu der Ausdehnung der verwitterten und umgelagerten Lößabkömmlinge ist das Auftreten von primärem Löß in der Ortenburger Gegend ganz untergeordnet. Fast die ganze südliche Hälfte der Karte war aufgenommen, als die ersten Lößschnecken gefunden wurden. Allerdings ist die Nordhälfte reicher an frischem Löß, doch sind es mit wenig Ausnahmen nur künstliche Anrisse in Gruben, welche ihn mit seinem bedeutenden Kalkgehalt, Lößschnecken u. s. w. aufschließen. Bodenbildend in wenig veränderter Form (kalk- und schneckenreich) findet man ihn auf einigen Feldern O. von Hattenham, O. von Sandbach und O. von Windorf, also gebunden an die Gehänge des Donaueinschnittes. Hier haben jedenfalls Abschwemmungen seine Verwitterungsprodukte, nicht aber ihn selbst vollständig entfernen können.

An einzelnen dieser Punkte an der Donau fallen in dem sonst gleichmäßig feinkörnigen sandigen Löß einige ganz regellos verteilte, stark zersetzte Granitstücke auf, ungerollt und bis über faustgroß. Man erkennt aber, daß diese Stücke nur in dem Löß liegen, welcher sich sehr eng an die steil ansteigenden Granithänge anlehnt. Es ist nicht zweifelhaft, daß der Granit während der Lößanhäufung von den Steilgehängen herunterkollerte und eingebettet wurde.

Wenn man die verschiedenen Korngrößenzahlen der Lößvorkommen in der folgenden Tabelle vergleicht, so sieht man entsprechend dem äußeren Habitus die Zusammensetzung trotz Ausscheidung aller nicht-primärer Bildungen in weiten Grenzen schwanken. Durch ihren hohen Staubsandgehalt von 52,7, 54,98 und 58,08 % bei bedeutendem Gehalt an abschlämmbaren Teilchen, wenig Feinsand, noch weniger Grobsand zeichnen sich die Proben 163, 128 und 187 aus (Typus I). Dagegen bildet Probe 165 den Übergang zu viel sandigerem Löß (166) des Typus II mit noch bedeutendem Staubsandgehalt. 201 wiederum vermittelt mit einem Löß, der nach den Korngrößenzahlen als schwach lehmiger Sand zu bezeichnen wäre. Diese bedeutenden Unterschiede veranlaßten eine Gruppierung, wie sie bereits in der genetischen, wie auch in der agronomischen Einteilung eingehalten wurde. Weshalb sie genetischen Wert besitzen, soll später (S. 149) ausgeführt werden.

---

[1]) E. Koken: „Löß und Lehm in Schwaben", N. Jahrb. für Min.... 1900 II S. 172, „verschwemmten Löß von solchem auf sogenannter primärer Lagerstätte zu unterscheiden nach Struktur oder petrographischer Beschaffenheit, ist ein Ding der Unmöglichkeit".

Primärer Löß.

Probe Nr.	Typus	Benennung	Fundort	% Grobsande mm 2 bis 1	1 bis 0.5	0,5 bis 0,1	zusam.	% Feinsande	% Staubsande	% < 0,01 mm	% Kalk nach Passon
		typ. Lößlehm									
163	I	$\overline{ss}$ $\mathfrak{L}$ kalkreich	Grube SO. Ried; 1,8 m	0,04	0,22	1,28	1,54	9.46	52,70	36,30	25,5
128	I	$\overline{ss}$ $\mathfrak{L}$ kalkreich	NO. von Knadlarn	0,06	0,24	0,72	1.02	5,76	54.98	38,24	28,0
187	I	$\overline{ss}$ $\mathfrak{L}$-$\overline{\mathfrak{L}}$ ss kalkr.	Hangend. i. Meßmerbruch	0,42	0,48	1,28	2,18	9,54	58,08	30,20	34,0
165	II	$\breve{gl}$ $\overline{\mathfrak{L}}$ ss kalkreich	Grube S. von Eglsee; 5 m	0,16	0.44	6,90	7,50	17,90	46,76	27,84	27,0
166	II	ss $\mathfrak{L}$ $\mathfrak{L}$ ss kalkr.	Hohlweg W. von Eglsee	2,44	4,74	7,76	14.94	18.68	40,19	26,19	28,0
		„sandreich. Löß“									
201	III	$\mathfrak{L}$ s ss kalkreich	Wimhof	0,45	0,70	3,97	5,12	37,92	41,72	15,24	31,0
		„Lößsand“									
159		$\breve{\mathfrak{L}}$ S s ss kalkreich	Sandgrube in Sandbach	0,08	0,18	19,59	19,85	44,52	25,11	10,52	41,0

Der Kalkgehalt ist ziemlich gleichmäßig hoch; über die Art seiner Verteilung und den Grund der Schwankungen gibt u. a. die folgende mikroskopische Untersuchung Aufschluß:

Mikroskopische Untersuchung der Schlämmrückstände.

1. Böden.

Oberflächenzone.

Probe Nr.	Typus	Korngröße	ca. % von Quarz	Feldspat u. a. Silikate	Glimmer	Konkretionen Schwarz	Konkretionen Brauneisen	Bemerkungen
161	I 1b	Grsd.	45 ×	—	—	—	55	× eckig
		Fsd.	—95 ×	w[1])	—	—	3—5	× eckig
		Stsd.	—95 ×	w	—	—	—3	× eckig
105	I 1c	Grsd.	20 ×	—	—	80	—	× größere gerundet
		Fsd.	85 ×	w	w	10	—	× eckig
		Stsd.	90 ×	w	w	5—10	—	× eckig
78	I 1c	Grsd.	30 ×	—	—	—70	w	× eckig; selten dichte hellbraune Konkr.
		Fsd.	—90	—	w	10	—	ebenso Staubsand

Lehmzone.

Probe Nr.	Typus	Korngröße	Quarz	Feldspat u. a. Silikate	Glimmer	Schwarz	Brauneisen	Bemerkungen
162	I 1a	Grsd.	25 ×	w	w	75		× = eckig
		Fsd.	70 ×	w	w	—	—30	
		Stsd.	90 ×	w	w	—	10	
164	II 1a	Grsd.	—50 ×	—	—3	—	—50	
		Fsd.	—70 ×	w	w	—30		
		Stsd.	—70 ×	w	2	—	—30	
42	I 1a	Grsd.	20	w	—	—80 ××		×× Strich innen ockerig, außen schwärzlich
		Fsd.	70	w	3	—	w	25 % dichte, hellbraune Konkretionen
		Stsd.	85	w	2	—	w	—10 % „ „ „
62	I 1a	Grsd.	> 45 ×	—	—	—	20	> 30 % „ „ „
		Fsd.	50 ×	—	5	3	—	> 40 % „ „ „
		Stsd.	75 ×	—	2	1		> 20 % „ „ „

[1]) w = wenig.

Primärer Löß.

Probe Nr.	Typus	Korngröße	ca. % von							Bemerkungen
			Quarz	Feldspat u. a. seltene Silikate	Glimmer	Kalkspat	Kalk[1] Konkret.	Konkretionen schwarz	Konkretionen braun	
159	IV	2—1	w ×	—	—	—	99	—		× = eckig
		1—0,5	10 +	w	2	w	—85	—		+ meist gerundet. Kalkig gebund. feiner Quarzsdst.
		0,5—0,1	50	12	2	35	w	—		
		Fsd.	50	5—10	3	40	—	—		
		Stsd.	—55	—5	2	40	—	—		
201	III	2—1	3	5	5 +	—	—	—		+ Biotit. 85 % Granit; Schr eck.-Schal.; fein. Kalküberzug i. Rest.
		1—0,5	3	5	5 +	—	25	—		60 % Biotit; Turmalin
		0,5—0,1	80	10	5 +	2	2	—		+ Biotit; grüne Hornblende
		Fsd.	60	—5	5 +	30	—	—		+ Biotit
		Stsd.	60	—5	3	—30	—	—		
165	II	2—1	5	—	—	w ×	—45	—		× gerund.; 50 % Helixschal.
		1—0,5	15 ×	—	2[1]	30	10	3	—	× öft. ger.; 40 % Helixschal.
		0,5—0,1	60 ×	3	3—5[1]	25	—	3—5	—	× größere ger.; 3 % Helixsch.
		Fsd.	70	3	3—5[1]	20	—	—		
		Stsd.	—75	w	w	25	—	—		
163	I	2—1	—	—	—	—	—	99	—	einige Helix-Schalen
		1—0,5	—	—	—	5 ×	—	—95	—	× gerundet
		0,5—0,1	30	—5	3	20	—	40	—	
		Fsd.	65	—2	8	20	—	—	5	einige Helix-Schalen
		Stsd.	75	w	w	—25	—	—		Hornblende
166	II	2—1	60 ×	5	w	3	30	w		× teilw. m. Feldsp. u. Biotit. Helix-Schalen
		1—0,5	75 ×	—3	w	—	20	—		× teilw. m. Feldsp. u. Biotit. Helix-Schalen
		0,5—0,1	75	—5	5—10	10	—	—		Turmalin; Helix-Schalen
		Fsd.	70	—5	5—8	15—20	—	—		
		Stsd.	60	—5	3—5	—30	—	—		
187	I	2—1	w	—	—	w ×	> 95	2		× rundl.; Schneckenschalen-St.
		1—0,5	—	—	—	2 ×	95	3 ×	—	× rundl.; teilw. m. Kristallecken
		0,5—0,1	20	w	5	40 ×	15	—15	—	× teilw. Spaltungsrhomb. 5 % Schneckenschalen
		Fsd.	60	w	5	25	—	5	—	einige Schneckenschalen
		Stsd.	80	10	w	5—10	—	—	—	
128	I	2—1	—	—	—	5 ×	—	w	—	× rdl. > 90 % Schneckensch.
		1—0,5	w	—	—	5 ×	—	w	—	× rdl. > 90 % Schneckensch.
		0,5—0,1	30	—	—	—10	w	30 ×		× braun, dicht, kalkfrei
		Fsd.	60—70	5—15	w	3	—	20		× braun, dicht, kalkfrei; wenig Schneckenschalen
		Stsd.	80	w	—	—5	—	5—10 ×		× braun, dicht, kalkfrei

Wie aus der Untersuchung hervorgeht, bestehen diese Lößproben aus granitischem Material, von dem der Gehalt an Quarz weitaus überwiegt; er tritt besonders stark in den Staubsanden und Feinsanden hervor. Die meist geringe Menge von Feldspäten und von Glimmer verschiedener Varietät ist ziemlich gleichmäßig in allen Korngrößen verteilt, doch nimmt sie in den Staubsanden etwas ab. Ganz untergeordnet findet man Rutil, Zirkon, Turmalin und Hornblende, deren Herkunft aus eben dem granitischen Gestein nicht zweifelhaft sein dürfte. Das starke Hervortreten des Quarzes ist wohl darauf zurückzuführen, daß in den Ablagerungen, deren Oberfläche das Material lieferte, stark vorgeschrittene Verwitterung den Quarz-

[1]) Matt, braun, zersetzt.

gehalt konzentriert hatte. Schneckenschalen und Pflanzenreste liegen besonders in den gröberen Korngrößen.

Was die Form der Teilchen betrifft, so war, wenn überhaupt, eine Abrollung nur bei den Korngrößen zwischen 2 und 0,5 mm zu bemerken; gleich unter einem Durchmesser von $^1/_2$ mm liegt hier die untere Grenze der Abrollung. Diese Verhältnisse wurden bereits S. 126 erwähnt.

Bemerkenswert ist die Art, wie der reichliche Kalk auftritt. Man kann deutlich erkennen, daß er in den Korngrößen über $^1/_2$ mm, abgesehen von den Schneckenschalen, fast nur durch Kalkröhrchen-Konkretionen repräsentiert wird, während unter dieser Grenze letztere ganz zurücktreten gegenüber den hier plötzlich in bedeutender Menge erscheinenden Körnchen von ziemlich reinem Kalk. Wahrscheinlich hängt der Mangel an Kalkkörnchen über 0,5 mm mit der Höchstgrenze einer von einem kalkreichen Gebiet her wirkenden Transportkraft, wohl des Windes, zusammen. Denn während es in dem Granitgebiet des Bayerischen Waldes keine Schwierigkeiten bereitet, die Herkunft des übrigen Materials ungefähr anzugeben,[1]) ist dies bei dem Kalk in der (abgesehen von den untergeordneten Marmoreinlagerungen) so kalkarmen Gegend schwieriger. Es muß ein größerer Transport angenommen werden, über dessen Richtung die Betrachtung der Korngrößenverteilung im Löß Aufschluß geben kann.

Die schon oft erwähnten Kalkröhrchenkonkretionen bieten einige merkwürdige Erscheinungen. Es sind zylindrische, mehrfach verzweigte Röhrchen mit einem Hohlraumdurchmesser von $^2/_5$—$^1/_2$ mm, bestehend aus einer mehr oder weniger starken Kalkwandung, die an der Innenfläche ziemlich glatt und rund ist, nach außen zu aber sehr viel gröbere Partikelchen des Bodens einschließt. Es kommen auch Reste von 3 und 4 mm dicken Röhrchen vor. Meist schon nach 1—2 mm Länge treten Seitenästchen auf. Eingeschlossene Pflanzenreste wurden nur in einem Fall beobachtet; auch Koken wies bereits darauf hin, daß solche Funde gegen die Annahme sprechen, die Röhrchen seien die Inkrustationen von Steppenpflanzen; diese hätten sich nicht erhalten können, es sind viel mehr die Reste von rezenten Pflanzen, die in den Röhrchen gefunden werden, und diese wurden von letzteren umhüllt. Auf die Zirkulation kalkhaltiger Wässer weisen neben den ziemlich selten zu beobachtenden Lößkindeln (NW. von Vilshofen) die Reste von ganz feinen Kalküberzügen in den einspringenden Winkeln zahlreicher Körnchen hin. Andere offenbar noch im Entstehen begriffene Kalkröhrchen konnte Verfasser in einem recht sandigen kalkreichen Löß 2,5 m tief in der Grube bei Girching (W. von Pleinting) beobachten. Sie fallen außerordentlich ins Auge durch ihren rein weißen Kalk; dieser kleidet zahlreiche der ebenfalls vielfach gewundenen und verzweigten Röhrchen von einem Durchmesser bis 1 mm unvollkommen aus; er besteht aus reinen Calcit-Kristallen. Die eigentümliche Struktur des Kalküberzugs ist bemerkenswert: in der Längsrichtung der Röhrchen verlaufen etwa 15 durch ganz schmale aber sehr konstante Zwischenräume getrennte Kalksträngchen von ziemlich quadratischem Querschnitt; sie kleiden die Wandung aus und sind ihrerseits wieder durch mehr oder weniger tiefe Querkerben, welche einander etwas näher liegen, als die Dicke der Strängchen, gegliedert. Letztere zerfallen dadurch in einzelne Quaderchen. Je eines dieser Quaderchen

[1]) Puchner l. c. S. 300: „Der Löß ist eine lehmartige Bildung, die sich von der Natur des Untergrundes völlig unabhängig erweist.“ Von dieser völligen Unabhängigkeit kann hier nicht gesprochen werden.

ist ein weißer Calcit-Kristall von etwa 0,2 mm Größe. Häufig zu treffende Pflanzenreste in diesen Gebilden beweisen auch hier ihr ganz jugendliches Alter.

Verbreitung und Herkunft des Lößes.

Nach der Verbreitung der besprochenen Lößablagerungen ist es wahrscheinlich, daß diese früher einmal überall gelegen haben. Wo sie zurücktreten, wie in den koupierten Schottergegenden des SO. oder auch teilweise im Granitgebiet, weisen, wie S. 93 erwähnt, die steileren Oberflächenformen auf stärkere Abspülungen hin, denen das wenigstens anfangs recht lockere Material nicht widerstehen konnte. So bevorzugt die Lößdecke besonders die Plateaus und die schwach geneigten Hänge.

Wenn wir uns fragen, welcher von den vier aufgezählten Lößtypen in dem Gebiet die weiteste Verbreitung besitzt, so müssen wir alle anderen als Ausnahmen gegenüber den Vertretern der bindigsten Gruppe I bezeichnen. Sie treten normalerweise in den Gruben auf, sie waren meistens das Ausgangsmaterial für spätere Umbildung. Es ist dies gegenüber zahlreichen anderen Lößgebieten eine Abweichung, denn man ist gewöhnt, die charakteristischen Lößeigenschaften am besten an jenen Bildungen ausgeprägt zu sehen, welche etwas mehr Feinsand, vor allem aber weniger feinste Teilchen enthalten. Das zeigt z. B. auch ein Vergleich der Korngrößenzahlen von I mit „Durchschnittszahlen aus je 10 echten rheinhessischen Lößböden und Gesteinen“, welche Luedecke[1]) zusammenstellte. Der große Gehalt an feinstem Material, wie der hohe Kalkgehalt weisen auf ein beträchtlich entferntes, kalkreiches Gebiet als Ursprungsort hin. Nach den in anderen Gegenden gemachten Erfahrungen über die Herkunft des Lößes ist es auch hier wahrscheinlich, daß unser Löß aus den nächstliegenden großen Kalkschotter- bzw. Moränenlagern der Eiszeit stammt.

Wegen der großen Nähe ist dabei die Herleitung aus dem weiten Donautal im W. etwas weniger wahrscheinlich als die von dem großen Glazialgebiet im Süden, südlich des Inn-Isentals. Bei der relativ geringen Ausdehnung des bearbeiteten Gebietes ist eine Entscheidung etwa durch Hinweis auf Korngrößenzunahme nach S. oder W. zu nicht zu geben. Denn die sehr gleichmäßige Vermischung von kalkigem und lokalem Material muß auf einen so weitgehenden Wechsel von Wind-Richtung und Stärke zurückgeführt werden, daß jener Nachweis von Korngrößenänderungen nur im allgemeinen auf ganz großen Gebieten zu verwerten ist.

Eine wesentlich andere Verbreitung besitzen die als Ausnahme bezeichneten sandigeren Lößfunde. Ohne Ausnahme sind diese an den Lauf der Donau gebunden und es ist eigentlich kein Wunder, wenn man früher, zugleich mit Rücksicht auf die weitgehenden Umlagerungen in unseren Lößgegenden, dem Wasser die erste Rolle bei Ablagerung von Löß zuerkannte. Doch sind auch hier die Charakteristika des Lößes so bezeichnend entwickelt, daß wir über die äolische Anhäufung desselben nicht im Zweifel sein können. Hieher gehören die Lößvorkommen an der neuen Rennbahn von Vilshofen, von Wimhof (201), Schmalhof, Winkelhof (N. von Vilshofen), von mehreren Punkten O. von Windorf (z. B. 165, 166), O. von Hattenham (155) und in Sandbach (159). Sie alle liegen an Stellen, wo sie vom Hochwasser der Donau und von ihren Seitenbächen gerade nicht mehr erreicht werden können und bekunden so einerseits, daß bei ihrer Bildung die heutige Orographie im wesentlichen fertig war, andererseits, daß sie als Reste einer ursprünglich mehr zusammenhängenden Ablagerung anzusprechen sind.

---

[1]) Luedecke „Über Aufnahme der geologischen Landesanstalt in Schlesien“ Nr. 179; in Verh. des Schlesischen V. zur Förderung der Kulturtechnik, Hauptvers. 5. XII. 1912.

Beim Vergleich mit dem normalen, hier allgemein verbreiteten Löß des Typus I fällt der Mangel einer Übergangszone zwischen beiden auf. Als Vertreter dieser kämen höchstens die Proben 187 im tiefgelegenen Meßmerbruch und 165, die schon 355 m hoch liegt, in Betracht. Regel ist, daß außerhalb des Donaueinschnittes sogleich der stark lehmige Typus I sich einstellt. Daher dürfte dieser so gleichmäßige und verbreitete Typ nicht von dem verhältnismäßig wenig ausgedehnten kalkreichen Schotter des engen Donautals zwischen Vilshofen und Sandbach abzuleiten sein, wie das von den sandreichen Typen sicher ist.

Wir betrachten somit den Löß der Ortenburger Gegend als stark gemischt mit Bestandteilen westlicher bzw. südlicher Schottergebiete, als Ablagerung, welche eine durch den Donauschotter bedingte lokale Sandfazies einschließt.

Fossilien.

An Organismenresten wurden im Löß nur die so auffallend konstant auch sonst auftretenden Schneckenschalen in oft recht zahlreichen Exemplaren gefunden. Es sind die bekannten Formen[1]):

Helix (Fruticicola) hispida L.
Helix (Fruticicola) terrena Clessin.
Pupilla muscorum L.
Succinea (Lucena) oblonga Drap.
Succinea (Lucena) oblonga var. *elongata* A. Braun.
Arianta arbustorum L.

Von ihnen tritt nur die letztgenannte Form strichweise auf; die anderen finden sich fast immer, wenn überhaupt ein Fossil gefunden wird.

Eine nähere Altersbestimmung kann im Gebiet für den Löß nicht gegeben werden, da die glazialen Schotter hier nahezu gänzlich fehlen; auch eine Unterscheidung von verschiedenaltrigem Löß war aus Mangel an Lehmzonen oder ähnlichen Anhaltspunkten nicht möglich.

II. Niederterrassenschotter.

Außer dem Löß hat im Gebiet nur noch der Niederterrassenschotter seine Bildung den besonderen Verhältnissen der Eiszeit zu verdanken. Nach der starken, mindestens 35 m betragenden Tiefenerosion der Donau hat er sich in ihrem Flußbett abgelagert, wo er untergeordnet auftritt. Seine Zugehörigkeit zu den Ablagerungen am Ende der Eiszeit wird nur durch die Größe seiner Rollstücke wahrscheinlich gemacht, welche eine stärkere Wasserbewegung der Donau voraussetzt, als sie heute vorhanden ist. Er besteht aus einer Auslese der härteren Gesteine aus den Alpen; seine Geröllgröße steht zurück gegenüber derjenigen des jüngeren Quarzschotters. Im Gegensatz zu dem pliozänen Schotter enthält er zahlreiche Lokalgerölle des Waldes, wie gerundete Granite u. a.

Bezüglich der auf der Gümbel'schen Übersichtskarte so häufig angegebenen Quartärschotter ist zu bemerken, daß kein Grund vorliegt, die betreffenden Stellen für quartär stärker umgelagert anzusprechen als die anderen Pliozänschotter.

III. Alluvium.

Durch die ständige Durchtränkung und Umlagerung hat sich, wie erwähnt, das in die Wasserläufe geratene feinere Material meist in graue oder bläuliche

[1]) Ihre genauere Bestimmung verdankt der Verfasser der Freundlichkeit von Herrn Rektor Dr. Schröder in München.

Letten oder lettige Sande verwandelt. Einen starken Wechsel in der Art der Ablagerungen findet man im Alluvium der Wolfach zwischen Ortenburg und Blindham. Hier liegt der Lauf im wesentlichen im Letten; zur Zeit des Hochwassers aber bringen die stärkeren Fluten einen mittel- bis grobkörnigen Sand mit welcher lippenartig besonders an den sonst wasserfreien Abkürzungsläufen abgelegt wird. Dadurch entstehen trocknere Wiesen, die sich bis ca. $1^1/_2$ m über die übrige Fläche der Talsohle erheben.

Zahlreiche Reste der brackischen Fossilien finden sich im Wasserlauf SW. bei Unteriglbach zusammengeschwemmt.

Versumpfungen und anmoorige Stellen sind verhältnismäßig selten. Richtige Vermoorungen trifft man nur ganz untergeordnet.

Im Laufbereich der Donau liegen, abgesehen von den erwähnten Schottern als Anschwemmungen der Jetztzeit, nur mittelkörnige Sande. Sie liegen in Terrassen bis 4 m über dem heutigen Donauspiegel und umkleiden den Abfall der Gehänge. Die Seitentälchen waren durch die vorausgegangene raschere Tiefenerosion der Donau übertieft worden und die Wasserläufe münden jetzt mit einem kleinen Gefällsbruch in die Donau bzw. auf die Sandterrassen, wo sie auf ihren Lippenbildungen dem Flusse zustreben.

II. Der geologische Aufbau des Gebietes.

Überblick.

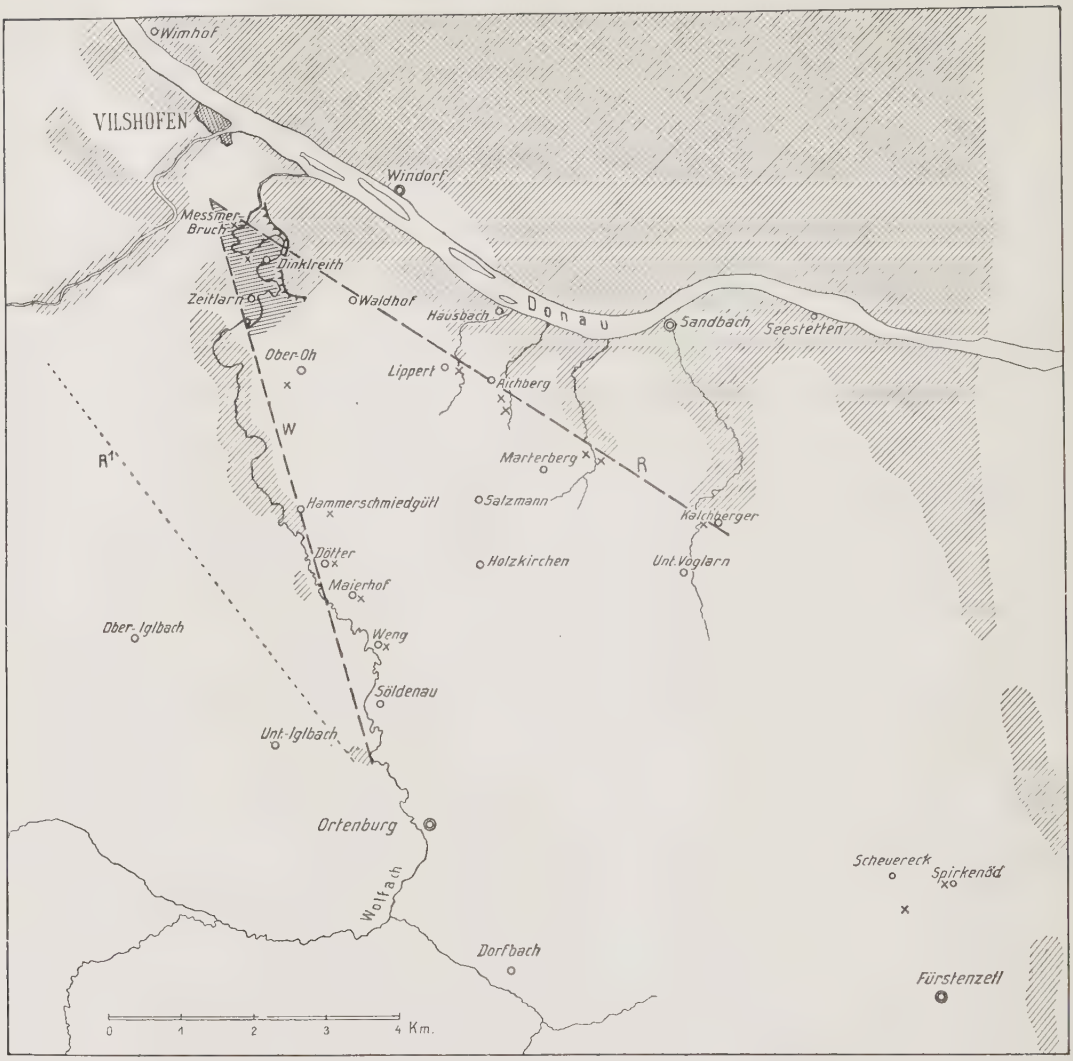
Dem Bau nach zerfällt das Ortenburger Gebiet im grossen in drei Teile (siehe die Skizze Abb. 6).

Die Zone der kristallinen Gesteine wird nach Süden zu von der schon erwähnten Kalchberger Störungslinie R scharf begrenzt, welche vom Kalchberger Bruch nordwestlich gegen den Waldhof verläuft. Westlich davon greift der Granit jedoch nach Süden über. Eine weitere Südgrenze des nördlichen kristallinen Komplexes von Waldhof über Zeitlarn und Lindach nach Westen gezogen dürfte daher durch den Bau wenig begründet sein.

Die hier südlich anschließenden granitischen Gesteine haben eine scharfe Begrenzung gegen Osten in einer Linie (W), welche vom Meßmer Bruch parallel der allgemeinen Richtung der Wolfach gegen Ortenburg verläuft, in der „Wolfachlinie". Auch sie ist von größerer tektonischer Bedeutung, denn zwischen ihr und der Kalchberger Linie liegt als dritter Hauptteil des Gebietes ein deutlich ausgeprägtes Senkungsfeld.

1. Die Umrahmung des Senkungsfeldes.

Für die Erkennung der Lagerung der hochmetamorphen Schiefer im Norden, welche die ältesten Gesteine des Gebietes darstellen, sind nur sehr ungenügende Anhaltspunkte vorhanden. Spärlich sind die Stellen, an denen ein allgemeines Streichen und Fallen zu konstatieren ist, und auch aus diesen läßt sich nur wenig ableiten. v. Gümbel hat an dem Schieferzug ein allgemeines, ziemlich steiles Einfallen nach NO. konstatiert, was mit der einen südwestlichen Granitstock umhüllenden Lagerung der Schiefer gut stimmen würde. Aber im kleinen weichen die einzelnen Aufschlüsse hiervon wesentlich ab. Im Westen scheint ein Fallen nach Süden und Südwesten bevorzugt, im Osten herrscht ein ziemlich gleichmäßiges Fallen mit etwa 50° nach Norden, nur im Tal südöstlich von Hattenham fallen die Schichten ONO.



R=Kalchberger Randspalte, W= Wolfachlinie; R¹=vermutete Randspalte; ×=Juravorkommen, ≡=Zeitlarner Depression an der Nordspitze des Senkungsfeldes, ⌇=heutige Begrenzung der randlichen Überschiebungsmasse, ////=ungef. Verbreitung der kristallinen Gesteine.

Abb. 6. Tektonisches Übersichtskärtchen.

Auch Marmoreinlagerungen, wie das Ost-West verlaufende Lager von Hausbach sind nicht geeignet, uns über den Bau der Schiefer näheren Aufschluß zu geben. Weder das Abweichen von der sonst in der Regel herzynischen Streichrichtung dieser Marmorlager, noch das unvermittelte Aufhören gegen Osten, noch auch die etwas südlichere Lage der westlichen Partien bei Hausbach kann mit irgendwelchen anderen Erscheinungen genügend in Verbindung gesetzt werden. Eine Beziehung zu dem Marmor im Nordwesten bei Wimhof erscheint doch zu fraglich, obwohl die ursprünglichen Kalkeinlagerungen in den sonst tonigen Sedimenten anfänglich viel aushaltender gewesen sein dürften.

Durch die Intrusion des Granits, welche das meiste von dem älteren Bau der Schiefer zerstörte,[1]) wurde ein Gesteinskomplex gebildet, der sich von den späteren Bewegungen deutlich beeinflußt zeigt. Wenn es auch nicht gelang, Lagerungsstörungen von größerem Ausmaß zu erkennen, was in einem solchen Gebiet die

[1]) H. V. Graber „Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel". Petermanns Mitteilungen 1902 S. 121.

größten Schwierigkeiten bereitet, so spricht doch die allgemeine Verbreitung von Spuren jener Kleinbewegungen innerhalb der Masse selbst für starke mechanische Beanspruchungen, für eine Zermalmung des kristallinen Massivs in seinem innersten Gefüge. Neben den Ruschelzonen beobachtet man gelegentlich auch Rutschstreifen, so im Gneis am Voglarnbach, wo sie mit 45° nach Nordwesten fallen.

Im Westen der Wolfachlinie und südlich von Zeitlarn verschwinden die kristallinen Gesteine immer mehr unter der Überdeckung; an der Hackelmühle stehen die südlichsten Vorposten. Auf stärkere Lagerungsstörungen weist hier der bereits S. 96 beschriebene, durch Druck gneisartig gewordene Granit hin. Rutschstreifen deuten auf ziemlich horizontale Ost-West-Bewegung. Nördlich von Neustift an der Wolfach sind horizontale Rutschstreifen in Nordsüd-Richtung zu beobachten.

Der Grund, weshalb der Granit gegen Westen unter der tertiären Bedeckung vollkommen verschwindet, dürfte in dem Abbruch an einer Spalte (R^1) zu suchen sein, welche wohl von der Gegend der Hackelmühle nordwestlich über Aunkirchen nach Pleinting zieht. Auf dieser Linie wären daher die tektonischen Äquivalente der Juraschollen von Flintsbach u. s. w. zu suchen. Der ungebrochene Verlauf dieser vermuteten, orographisch in keiner Weise angedeuteten Spalte ist übrigens fraglich, denn einer von Pleinting nach SSW. über Aidenbach, Pfarrkirchen und Marktl a. Inn gezogene Linie dürfte unter anderem als Westgrenze der nachgewiesenen mittelmiozänen[1]) Absätze große Bedeutung besitzen.

2. Das Senkungsfeld.

a) Die Kalchberger Störungslinie.

Auf dieser Linie trifft man in allen das Tertiär durchschneidenden Tälern und zwar auf gleicher Höhe statt des Granits unvermittelt kleine Partien von Jura und Kreide an.

Am südöstlichen Ende der beobachteten Störung liegt der Kalchberger Bruch. Er wurde von Egger[2]) sehr genau beschrieben und gezeichnet, seine Tektonik legte Herr Professor Rothpletz 1911[3]) dar. Das Profil (Abb. 7) soll die Lagerungsverhältnisse andeuten.

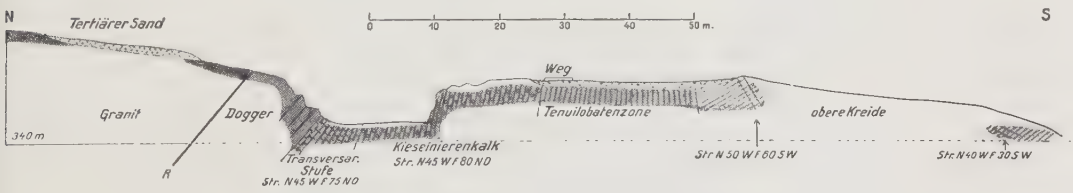


Abb. 7. Profil durch den Kalchberger Bruch, 1 : 1000, etwas schief zum Streichen.

Bezüglich jener Überschiebungsfläche, welche zwischen der im Süden des Bruches in der Höhe der Straße 60° nach SW. geneigten und der südlich an der Talsohle anschließenden horizontal gelagerten Kreide vermutet[4]) wurde, ist festzustellen, daß ein neu aufgefundener Aufschluß zwischen beiden ein vermittelndes Fallen von 30° nach SW. zeigt. Abgesehen davon, daß der petrographische Habitus

[1]) V. Gümbel „Die miozänen Ablagerungen ....“ S. 307 im Sinne von Rothpletz „Die ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing“ im Sitzungsber. d. bayer. Ak. d. W. 1911 S. 163.

[2]) „Der Jurakalk von Ortenburg.“ I. Jahresber. des naturhistor. Vereins Passau 1857.

[3]) l. c. S. 171.

[4]) Rothpletz l. c. S. 173.

der verschiedenen Kreideschichten identisch ist, erscheint hierdurch eine Überschiebungsfläche wenig wahrscheinlich. Zwar sind die stark geneigten Schichten im Norden älter als die südlich folgenden, da man nach Süden zu ins Hangende kommt, doch bleibt man petrographisch im gleichen Schichtkomplex. Allerdings könnte immer noch nördlich oder auch etwas südlich der 30° SW. fallenden Kreide eine Überschiebungsfläche ausstreichen als weitere Äußerung der von NO. her gerichteten Bewegungstendenz, welche durch die Überkippung der Schichten im Bruch nachgewiesen ist. Der versuchte paläontologische Nachweis kann nicht geführt werden wegen der ungünstigen Erhaltung der sehr spärlichen Fossilien in dem teilweiso splittrig harten mergeligen Kalk.

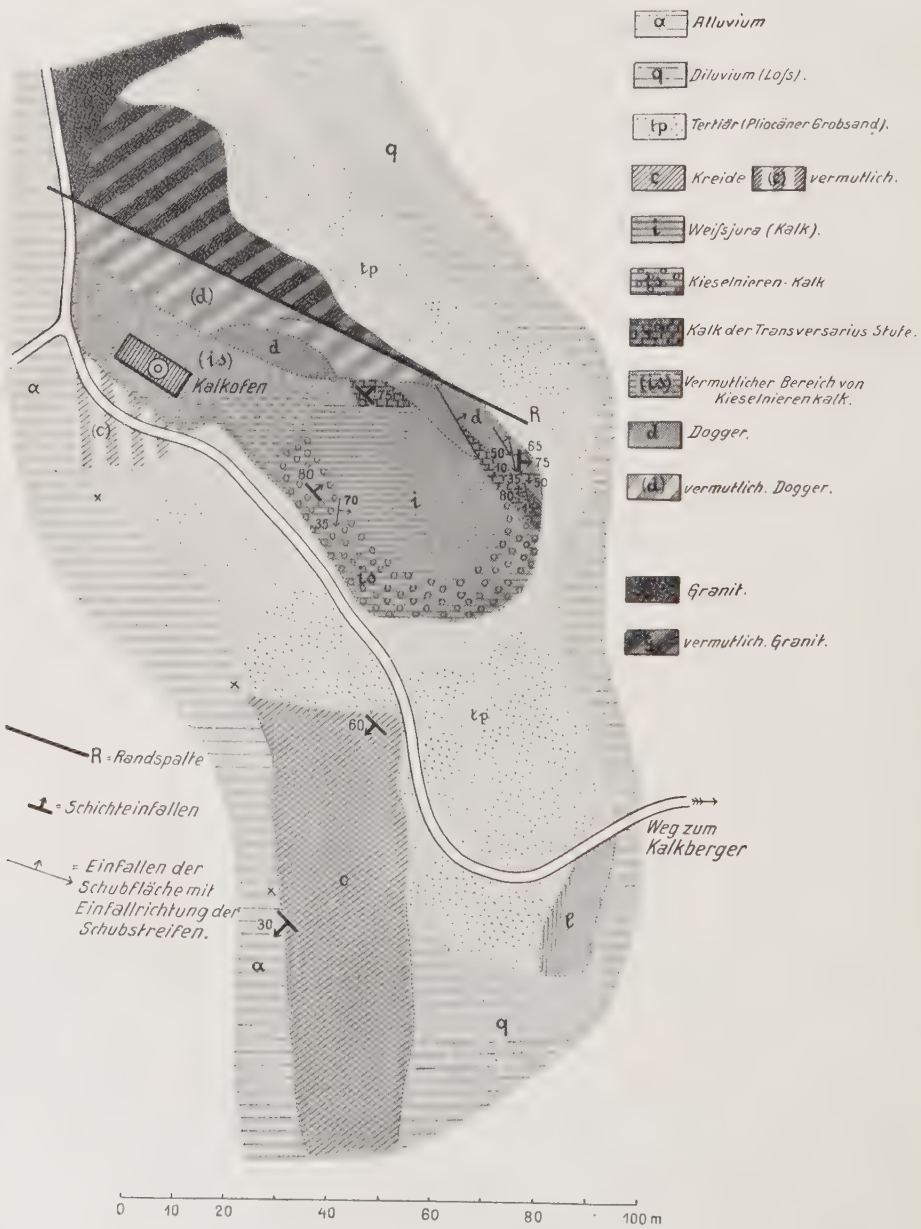


Abb. 8. Schematische Skizze des Kalchberger Bruches 1 : 1000.

Die schematische Skizze des Kalchberger Bruchs 1 : 1000 (Abb. 8) soll im Grundriß neben der allgemeinen Situation die Lage der größeren in verschiedenen Richtungen streichenden Rutschflächen und die Richtung ihrer Rutschstreifen mit roten Fallzeichen andeuten. Aus ihnen geht hervor, daß sich außer der großen Erscheinung des Abbruches und der Bewegung gegen SW. noch bedeutende Schollenbewegungen innerhalb der abgebrochenen Masse vollzogen haben. Nach der Richtung der meist SSO. geneigten Rutschstreifen sind auf den schief zum Streichen und zur Randspalte verlaufenden Spalten hauptsächlich Verschiebungen gegen SSO. nach abwärts erfolgt.

Wenn wir uns vom Kalchberger Bruch genau in der Richtung der dortigen Randspalte nach WNW. wenden, so stoßen wir, wie bemerkt, auf kleine Reste von ähnlichen Jura- und Kreideschollen, die nur in dieser Linie erscheinen. Begibt man sich in das nächste Tal bei Marterberg, so findet man hier die jetzt allerdings verschütteten Brüche im Jurakalk, welche vor längerer Zeit an der Sohle des östlichen und westlichen Talgehänges bestanden. Als Lagerung der Kalkbänke gibt Gümbel[1]) für den westlichen Bruch St. 3 f. 45 SO. an. Südöstlich gegenüber ist noch jetzt in einem Kreideaufschluß ein Einfallen von 70° nach SSO. zu konstatieren. Diese Änderung des Streichens und Fallens auf so kurze Entfernung kann auf eine Verwerfung zurückgeführt werden, deren Ausmaß 75 m beträgt. Wie der Kreideaufschluß der östlichen Talseite beweist, fallen hier die Schichten steil vom Granit weg nach SSO.

Schon im Kalchberger Bruch konnte ein zu dem WNW.-OSO.-Verlauf der Randspalte R etwas schief gerichtetes Streichen von NW. nach SO. festgestellt werden; die Streichrichtungen der Rutschflächen hatten dort noch mehr diese Tendenz, gegen die Nordsüd-Richtung abzudrehen. Hier bei Marterberg schneidet nun das Streichen im östlichen Bruch mit 45°, im westlichen sogar mit 70° die allgemeine Richtung der Randspalte R. Es liegt also eine Abdrehung gegen die OW.- bzw. NO.-SW.-Richtung vor. Eine Überkippung ist hier weder aus den verschütteten Brüchen noch aus den Angaben in der Literatur zu entnehmen. Doch könnte nach der Erfahrung am Kalchberger Bruch für die an einer gewöhnlichen Randspalte mit Schleppung auffallend unregelmäßige Lagerung der Jura-Kreide-Schollen zur Erklärung die Annahme einer störenden Schubbewegung gemacht werden.

Wenn hier auch kein unmittelbarer Anhaltspunkt vorhanden ist, könnte man vermuten, daß durch diesen Schub gegen das Senkungsfeld die abgebrochenen Schollen durcheinander geschoben worden seien, wobei vielleicht eine westliche Partie weiter vorgedrängt wurde.

Noch weniger ist über die Lagerung der in der Richtung der Randspalte R weiter westnordwestlich in den nächsten Tälern bei Aichberg und beim Lippert auftretenden Jura- und Kreide-Reste bekannt. Beim Aichberger sind an zwei Stellen der westlichen Talseite die Spuren längst verlassener und völlig zugewachsener Brüche zu erkennen. Der Granit steigt an der östlichen Talseite bis 25 m hoch über die Talsohle an, doch hört er gerade an der Stelle auf, wo ihrem bisherigen Verlaufe nach die Randspalte durchschneiden müßte. Die Spuren von Granitgrus 100 m südwestlich an der Talsohle dürften nicht von anstehendem Granit herrühren. Beim Lippert findet man an den zwei verwachsenen Brüchen wenigstens noch einige Lesestücke von Kieselnierenkalk. Schon Herr Professor Rothpletz vermutete nach der Nähe der früher unmittelbar südlich aufgeschlossenen Kreide eine steile

[1]) „Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges“ 1868 S. 696.

Schichtenneigung, ein Fallen der Bänke von dem Granit weg, der hier etwas weiter nördlich ansteht.

Zusammenfassend kommen wir zu dem bereits von Gümbel und Rothpletz vermuteten Resultat, daß wir es mit einem großen randlichen Abbruch der kristallinen Masse des Bayerischen Waldes zu tun haben; durch sekundäre Bewegungen wurden die Lagerungsverhältnisse komplizierter. Das Abbrechen erfolgte wahrscheinlich nicht zufällig gerade an der Linie, wo wir nach der petrographischen Fazies nach Süden zu die Fortsetzung des westlichen Granitmassivs zu erwarten haben.

b) Die Wolfachlinie.

Wenn man die Richtung der Kalchberger Randspalte weiter nach WNW. verfolgt, so gelangt man am Waldhof vorbei etwa in die Gegend, wo der Granit am östlichen Wolfachgehänge bei Zeitlarn endet. Erst in dem tieferen Talgrund der Wolfach trifft man wieder auf Jura, welcher aber nach seiner Streichrichtung, wie nach der Art seines Auftretens zu einer tektonischen Einheit gehört, die mit der Wolfachlinie in engerem Zusammenhang steht.

Beginnen wir mit der zusammenhängendsten Juramasse an der Wolfach im Süden. Ihre Bänke zeigen im großen eine schwache Neigung mit 15° nach Osten, Ostnordost und Ostsüdost und sind von zahlreichen Sprüngen und Rutschstreifen durchzogen, an denen kleine Verschiebungen stattfanden. Nach ihrem ganz ähnlichen Streichen von NNW. nach SSO. bzw. von N. nach S. bilden die ebenfalls etwa 10° nach Osten geneigten Juraschichten von Maierhof und Dötter mit der fast zusammenhängenden Scholle bei Söldenau einen tektonisch einheitlichen Streifen, welcher nach Nordnordwesten zieht. Im wesentlichen die gleichen Lagerungsbeziehungen zum Granit, wie an der Kalchberger Randspalte, finden sich auch hier. Allerdings ist der Granit an der Wolfach im Süden bei weitem nicht eine oberflächlich so zusammenhängende Masse; er tritt nur an der Hackelmühle, am Spiegel und auf der rechten Wolfachseite beim Dötter auf. Auch sind hier die Lagerungsstörungen viel geringer, die Jurascholle hat noch das ihrem Längsverlauf und dem Granitrand entsprechende Streichen. Doch haben sich auch hier kleine Störungen in der Scholle eingestellt. So findet man im Dötter-Bruch gleich südlich neben dem Eingang starke Rutschflächen mit horizontalen Streifen, deren Streichen ca. N. 60° O. ist; das Streichen wie das Fallen wechselt innerhalb gewisser Grenzen. Nur gegen Westen zu liegt Granit, nur gegen Osten zu Jura und Kreide und was an Kreide in der Nähe (östlich von Maierhof) zu finden ist, legt sich normal auf die Fortsetzung der östlich geneigten Jurascholle. Es ist kein Zweifel, daß wir es mit der analogen Erscheinung wie an der Kalchberger Randspalte zu tun haben: an einer ungefähr mit der Wolfach laufenden Spalte ist im Osten eine mesozoische Scholle eingebrochen, welche hierbei eine gleichmäßige Schleppung erfuhr, deren Größe wenigstens nach den noch erhaltenen Resten nicht sehr bedeutend ist.

Gleich nördlich vom Dötter strömt die Wolfach in den Granit. Die Fortsetzung unserer Juralinie weist uns aber mit einer nur ganz geringen Ablenkung mehr in nördliche Richtung. In der Tat sehen wir auch hier, wo die Talerosion die Tiefe von 350 m erreicht hat, wieder den Jura zum Vorschein kommen. Die Neigung der Jurabänke in dem verschütteten Kalkbruch östlich vom Hammerschmidgütl ist nicht bekannt, doch findet man dort als Lesestücke nur die höheren Söldenauer

Schichten. Der Granit liegt daher an dieser Stelle östlich ziemlich viel tiefer, als er westlich beim Hammerschmidgütl emporreicht, wo bei einer Brunnengrabung bereits in 5 m Tiefe der Granitgrus begann.

Auch die Lagerung des nächsten Jura nördlich bei Oberoh ist nicht zu ermitteln. Er zog sich nach v. Ammon[1]) „von einer Stelle bei (wohl südlich von) Obernöd (Oberoh) in westlicher Richtung einige Zeit lang fort". Der ca. 15 m tiefe Brunnen in Oberoh traf unter Lehm nur „Mirgel", vielleicht die Marterbergmergel der Kreide, an. Unweit westlich bei der neuen Wasserleitungsanlage für die Stadt Vilshofen beginnt der Granit.

c) Die Depression von Zeitlarn.

Genau an der weiteren, nicht durch Granit[2]) unterbrochenen Fortsetzung der Wolfachlinie nach Norden liegen auch die letzten Jurastücke des ganzen Gebietes, der Reihe nach das Doggervorkommen an der Zeitlarner Brücke, der untere Malm westlich von Dinklreith, im Meßmer-Bruch und daneben am Hammerberg. Dieser letzte Abschnitt zeichnet sich aber vor allen anderen Jurapunkten durch seine tiefe Lage aus.

Der Dogger in Zeitlarn liegt 314 m hoch und setzt mit seiner schwachen Neigung (15°) nach Osten die allgemeinen Erscheinungen an der Wolfachlinie ebenso fort, wie der sich nördlich anschließende Jura westlich von Dinklreith (310 m), mit dem er jedenfalls unmittelbar zusammenhängt. Wesentlich abweichend hiervon fällt der Jura im Meßmer-Bruch (307 m) mit 20° nach Südwesten. Herr Professor Rothpletz[3]) hat ihn mit dem südlichen als Westflügel eines etwa nordsüdlich verlaufenden Sattels in Verbindung gebracht. Während daher die Bänke bei Zeitlarn und westlich von Dinklreith normal geschleppt nach Osten zu von dem westlichen Granit[4]) abfallen, schießen sie hier unter die allerdings erst weiter westlich an der Vils aufgeschlossenen[5]) kristallinen Gesteine ein.

Der wesentlichste Unterschied dieser tiefen Jurascholle liegt aber darin, daß hier im Osten die steil ansteigende Granitmasse des Waldhofplateaus liegt. Ein Profil durch den Meßmer-Bruch und gegen Osten (Abb. 9) läßt es wohl möglich

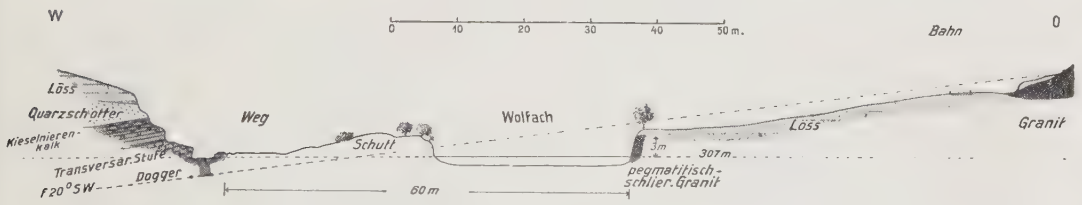


Abb. 9. Jura und Granit am Meßmer Bruch 1 : 1000.

erscheinen, daß die Schichten hier ohne Verwerfung schwach geneigt auf dem nur 60 m entfernt aufragenden Granit liegen; Voraussetzung ist dabei, daß der Dogger,

[1]) Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau" 1875 S. 93.

[2]) Der unterbrechende Granitzug auf der Gümbel'schen Karte 1 : 100 000 ist nicht vorhanden.

[3]) l. c. S. 165.

[4]) Beim Hof auf der Höhe westlich von Zeitlarn wurde Granitgrus in 17 m Tiefe (323 m Meereshöhe) erreicht.

[5]) Bei einer Brunnengrabung an der Ziegelhütte im Westen traf man in etwa 12 m Tiefe, also in ca. 343 m Meereshöhe, Granitgrus.

das tiefste in der Gegend nachgewiesene Juraglied, unmittelbar dem Granit aufliegt. Weiter östlich steigt letzterer allerdings noch höher auf. Bei Zeitlarn (Abb. 10) schießen

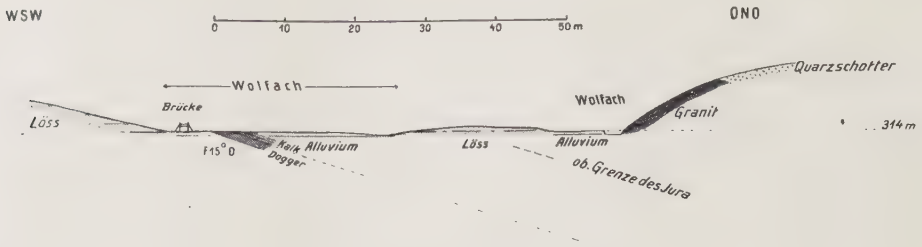


Abb. 10. Dogger, Malm, Granit bei Zeitlarn.

aber die Jurabänke tief unter den Granit ein und es muß zur Erklärung der Lagerung eine Verwerfung als das in unserem Gebiet Wahrscheinlichste angenommen werden. Bei der Nähe des Granits (250 m) wäre aber die Frage zu stellen, weshalb an dieser Verwerfung keine Schleppung vorhanden ist. Der Mangel einer Schleppung macht jene Erklärung unwahrscheinlich, wenn Jura und Granit so nahe aneinander treten, wie W. von Dinklreith. Hier ist seit langer Zeit der untere Malm und

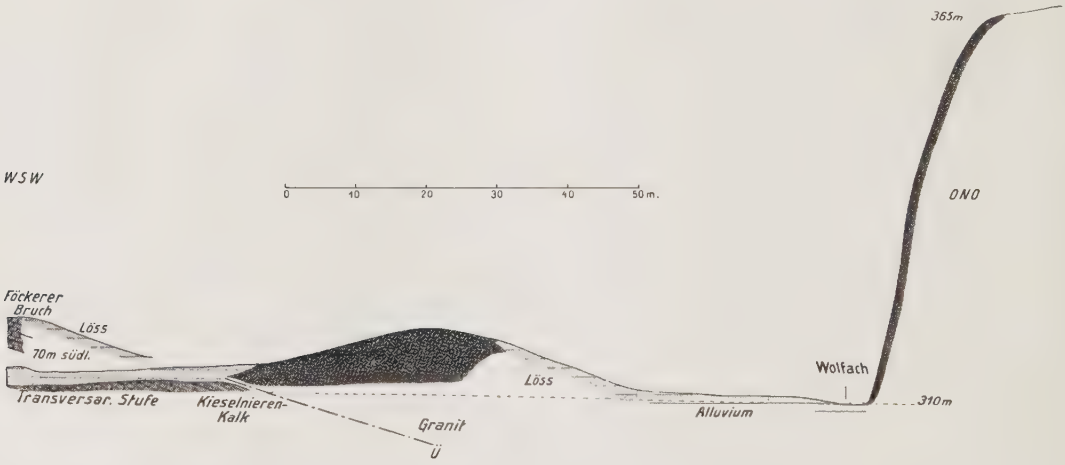


Abb. 11. Profil-Ansicht. Jura und Granit bei Dinklreith.
Ü = Fläche der Überschiebung. — Entfernungen 1 : 5000, Höhen 1 : 1000.

Dogger in dem jetzt fast verwachsenen Föckerer Bruch bekannt. Bei der Kartierung konnte dessen weitere Fortsetzung gegen O. zu an der Wolfach festgestellt werden. Der Hang, an welchem er dort ansteht, ist dicht bewachsen und fällt steil direkt in die Wolfach; daher ist das Vorkommen wohl bisher übersehen worden. Es ist von Bedeutung, weil an ihm 150 m weiter gegen Osten an der Eisenbahnbrücke bereits der Granit in großen Felsen steht, unter welchen der Jura einfällt. An dem zwischenliegenden Hangstück (Abb. 11 und 12) läßt sich durch Bohrung der Granitgrus bis fast an den Jura heran, ja sogar an mehreren Stellen über ihm feststellen. Da sich keine Spur von Aufbiegen oder Abbrechen der ostfallenden Jurabänke vorfindet, diese aber auch nicht in einer solchen Graniteinsackung abgelagert und dann etwa im W. gehoben sein können, muß man zur Erklärung der Lagerung eine Bewegung für wahrscheinlich halten, die den ursprünglich tieferen Granit seitlich

Abb. 12. Ansicht von der Lößlehmgrube über der Straße westlich des Meßmer Bruch nach SSO. auf Dinklreith (D) und Zeitlarn (Z).
Gr = Granit; J = Jura; ✦ = Einfallen des Jura; S = Quarzschotter; F = Föckerer Bruch.
Im Vordergrund unter dem Gebüsch (nicht sichtbar) etwas Jura, zu dem Jura des unweit (links) gelegenen Meßmer Bruchs überleitend.

heranrückte, die Jurabänke aber nur wenig in Mitleidenschaft zog. Es ergibt sich als richtigste Erklärung die Annahme einer Schubbewegung vom Granit gegen den Jura.

d) Die Struktur des Senkungsfeldes.

Nach dem Vorausgegangenen stellt der große südöstliche Teil des Gebietes eine spitze Scholle dar, welche im Norden durch die Kalchberger Randspalte, im Westen durch die Wolfachlinie begrenzt, an ihrer Spitze tiefer eingesunken ist und dort die Erscheinung einer randlichen Überschiebung von geringem Umfang zeigt. Innerhalb dieses Landstückes (siehe das Hauptprofil von W. nach O. unter der Karte 1 : 25000) treten keine kristallinen Gesteine auf; als tiefste Schicht wurde in den mittleren Teilen die Kreide[1]) durch eine Brunnengrabung erreicht. Andererseits ist aber auch keine Stelle bekannt, an welcher außerhalb der beiden Begrenzungslinien Jura oder Kreide vorhanden wären. Die einzigen außer den Grenzen des aufgenommenen Gebietes in der Gegend gelegenen Juravorkommen von Scheuereck und Spirkenöd sind als Teile des Senkungsfeldes aufzufassen, dessen Jura dort nicht weit von dem östlichen und südöstlichen Granit (siehe Abb. 16) erscheint. Durch Brunnengrabungen ist der Zusammenhang zwischen diesen letzten Schollen festgestellt; bei Scheuereck läßt sich eine schwache Schichtenneigung nach Norden erkennen.[2]) Nicht aus dem zu beobachtenden Fallen, sondern aus dem Auftreten der jüngeren Söldenauer Schichten an der südlichen Wolfachlinie ist eine

[1]) Bei Salzmann nördlich Holzkirchen wurde in einem Brunnen unter 6 m Lehm Fels erreicht, der nach Aussage des Brunnengrabers Martin Sprödhuber dem Kreidefelsen in Voglarn glich.

[2]) Nach v. Ammon l. c. S. 98.

sehr schwache Neigung der Scholle mit 3% (1°40')[1]) gegen SSO. zu abzuleiten. Entsprechend fand man in Dorfbach[2]) (355 m 2 km SSO. von Ortenburg) bei dem Versuch, einen artesischen Brunnen zu bekommen, noch in 70—80 m Tiefe, also in 275—180 m Meereshöhe, keinen Kalk, lauter „Mirgel".

3. Orographie und Tektonik.

Abgesehen von dem vielleicht auch tektonisch beeinflußten Donaulauf tritt im Ortenburger Gebiet orographisch nur die Wolfachlinie hervor. Sie dürfte bereits zur Zeit der Quarzschotterflüsse diese Rolle gespielt haben, so daß die jetzt so unbedeutende Wolfach durch ihren Lauf heute jene wichtige Grenze markiert zwischen dem vorwiegenden Schottergebiet im Osten und dem hauptsächlich aus brackischen Schichten bestehenden Westen.

Die Depression der nördlichen Wolfachlinie bei Zeitlarn mit ihrer randlichen Schubmasse im Osten war jedenfalls ein Grund für das Einmünden der Vils, wie der Wolfach gerade an dieser Stelle. Sonst erscheint die heutige Orographie in keiner Weise mehr durch die Tektonik beeinflußt. Das Senkungsfeld bildet jetzt sogar die Wasserscheide zwischen Wolfach und Donau.

4. Die tektonischen Bewegungen.

Aus den Lagerungsverhältnissen können verschiedene tektonische Bewegungen abgeleitet werden.

Als ältestes nachweisbares Ereignis ist der Einbruch des Senkungsfeldes anzusehen. Der Abbruch blieb an der Kalchberger Randspalte kein bloßes Abreißen, Einsinken und Abrutschen der südlichen Masse, sondern es haben sich hier sehr wesentliche Komplikationen eingestellt. Das Abdrehen der Streichrichtung, welche an normal geschleppten Schichten ungefähr von NNW. nach OSO. zu erwarten wäre, erfolgte beim Kalchberger Bruch gegen die Nord-Süd-Richtung, bei Marterberg gegen die Ost-West-Richtung und weist auf bedeutende Schollenbildung und Schollenbewegung innerhalb des abgesunkenen Teiles hin. Ob jene weiteren Störungen unmittelbar mit der Bildung des Abbruches verbunden waren oder ob sie erst später erfolgten, ist hier nicht zu ermitteln. Auch die Vermutung, daß dabei Schubbewegungen in Betracht kommen, kann mangels Aufschlüsse nicht weiter diskutiert werden. Jedenfalls muß für die Überkippung der Bänke am Kalchberger eine gewisse, vielleicht als Ausgleichsbewegung zu erklärende Tendenz der höheren Massen nach SW. zu über die abgesunkene Scholle sich hin zu bewegen, in Anspruch genommen werden. Das merkwürdige Auftreten der Jura-Kreide-Bänke am Südrand der kristallinen Masse auf einer Linie und auf gleicher Höhe (340—350 m) in den verschiedenen aufeinanderfolgenden Talsohlen wird im wesentlichen auf das Ausstreichen der randlich geschleppten, abgesunkenen und von der Erosion verschonten Masse zurückgeführt.

An der Wolfachlinie ist heute nur noch der normale Abbruch mit randlicher Schleppung zu konstatieren. Dagegen liegen die Verhältnisse in der Zeitlarner Depression verwickelter. Hier folgte dem tieferen Einbruch an der Spitze des Senkungsfeldes eine randliche Überschiebung. Bezüglich der Richtung dieser Schub-

[1]) Von Maierhof bis Söldenau (875 m) neigt sich die Oberkante des Kieselnierenkalks um ca. 26 m.

[2]) Beim Jungfreund; Angabe des Brunnengrabers M. Sprödhuber in Gobertsham.

bewegung ist auf die bereits von Rothpletz erwähnten und abgebildeten[1]) großen Rutschflächen im Meßmer-Bruch hinzuweisen (siehe Abb. 13). Die teilweise 3 qm großen Flächen verlaufen: Str. N. 30 W. f. 15° NO. mit Streifen Str. N. 60 O. und mehrere parallele: Str. N. 70—80 O. f. 15° SO. mit Streifen f. 15° SW.

Abb. 13. Große Rutschfläche R im Meßmer Bruch.
Die Jurabänke, hauptsächlich zur Transversariusstufe gehörig, neigen sich schwach nach SW. (links vorn). Darüber schöne Verwitterungsformen der Kalkbänke.

Hier ist eine ausgesprochene Bewegung von ONO. vorhanden, die mit der Schubbewegung in Zusammenhang gebracht werden kann. Zwei weitere Überlegungen sprechen ebenfalls für den Schub. Es wird dadurch eine Erklärung möglich für das plötzliche Verschwinden der Randspalte R unter dem teilweise granitischen Waldhof-Plateau; auch kann eine ursächliche Beziehung mit der Tatsache angenommen werden, daß der Jurazug an der Wolfachlinie gerade hier 40 m tiefer liegt. Es wird ja in neuerer Zeit[2]) besonders auf das Verhältnis der Radialbewegungen zu den tangentialen, der Schollenversenkungen zu den als Ausgleich erfolgenden Schubbewegungen hingewiesen, denn sie wurden auch anderwärts am Rande von Horsten festgestellt. Eine schwache Andeutung solcher Ausgleichsbewegung wurde schon beim Kalchberger Bruch erwähnt. Von einer zwar entfernten, aber geologisch ähnlichen, am Rand des böhmischen Massivs gelegenen Stelle, wo bei einer Brunnenbohrung unter 7 m Gneis weißer Jura gefunden wurde, konnte Verfasser durch einen Herrn in Znaim[3]) erfahren.

[1]) Rothpletz l. c. S. 166.

[2]) Siehe K. Leuchs „Die Bedeutung der Überschiebungen in Zentralasien". Geologische Rundschau 1914 Bd. VII 2.

[3]) Diese Brunnenbohrung wurde 1912 auf dem Terrain der Lederfabrik A. Weinberger beim Bahnhof in Znaim (Süd-Mähren) ausgeführt und ihre Resultate von Herrn H. v. Paumgarten ver-

Das Alter dieser verschiedenen Bewegungen ist, da zwischen den drei Transgressionen lange Trockenlegungen eintraten, schwer zu ermitteln. Jedenfalls hat die obere Kreide noch alle nachgewiesenen Hauptbewegungen mitgemacht. Wenn wir nach denjenigen Anzeichen in den uns erhaltenen Sedimenten suchen, welche als natürliche Folgen der postkretazischen Einbrüche gelten können, so finden wir als einzige Spur die Merkmale einer rasch und energisch verlaufenen Transgression des untermiozänen Meeres. Dieser Überflutung kommt ebenso wie der Erscheinung des Einbruches auf der Hochebene eine sehr allgemeine Bedeutung zu; daher dürfte ein ursächlicher und damit zeitlicher Zusammenhang zwischen Transgression und Senkung bestehen; wir halten es für das Natürlichste, eine Hauptsenkung in den Beginn der miozänen Zeit zu verlegen.

Über die Reihenfolge der Bewegungen ist ebenfalls nur Unsicheres zu sagen; Bildung der ersten Randspalte, darauf Einsenkung der Scholle auch an der Wolfachlinie und Überschiebung des Westteils der Spalte bei Zeitlarn erscheint am wahrscheinlichsten.

Aus der Beobachtung der hierauf abgesetzten miozänen Sedimente hat sich ergeben, daß auch noch jüngere Bewegungen stattgefunden haben. Die Verwitterungsbank c hatte für eine Hebung, für das Herausheben eines Landstreifens an der Wolfachlinie gesprochen; darauf wurde das Meer tiefer und bedeutende Niveauveränderungen nur ließen uns die stark wechselnde Beschaffenheit der Übergangsbildungen zu den brackischen Schichten verstehen. In einer späteren Zeit erst mag dann die Einsenkung in W. erfolgt sein, wo die älteren Miozänschichten in der Tiefe anscheinend fehlen.[1]) In all diesen Bewegungen erkennen wir das Ausklingen jener großartigen Einsenkungen auf der bayerischen Hochebene, welche mit den gewaltigen Alpenbewegungen in ursächlichen Zusammenhang zu bringen sind. Mit dem höheren Mittelmiozän scheinen in unserem Gebiet die Kräfte zur Ruhe gegekommen zu sein; weder aus der Lagerung noch aus der Beschaffenheit der jüngeren Sedimente[2]) lassen sich bedeutendere Störungen mehr ableiten.

Schluß.

Kurze Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Kristalline Gesteine. Der mächtige Granitstock, welcher, von der Vils und Wolfach angeschnitten, im Norden an die Schiefer grenzt, hat gegen diese eine außerordentlich vielgestaltige, schlierige Randzone entwickelt, bei der besonders der granulitische Aplitstock von Sandbach und die Gänge von Trappgranulit auffallen. Die typischen injizierten Schiefer im Norden, stark wechselnd mit den Ausläufern der schlierigen Randzone (besonders im Osten), schließen zwei Marmorlager ein, von denen das bei Wimhof schöne Kontakterscheinungen zeigt.

2. Bezüglich Jura und Kreide siehe S. 108 f. und die Arbeit von v. Ammon l. c.

3. Miozän. Auf einer ausgezeichnet ausgebildeten Transgressionsfläche liegt die Litoralablagerung des untermiozänen Meeressandes von Ortenburg, dessen Begrenzung ungefähr mit derjenigen der eingesunkenen Scholle zusammenfällt. Eine

folgt. Die aus dem weißen Jura von Kittl bestimmmte *Terebratula* liegt im Naturhistorischen Hofmuseum zu Wien.

[1]) Ob die starke Neubelebung der Erosion, welche sich in der Umlagerung und Weitertransportierung des Obermiozän-Materials im Pliozän ausspricht, nur auf wasserreichere Alpenflüsse, nicht auch auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden muß, soll dahingestellt bleiben.

[2]) Siehe Rothpletz l. c. S. 163.

Feinsand- und Mergel-Fazies bildete sich in ruhigem Wasser nahe der Küste, wohl im Schutz von einem vorgelagerten Land. Gegen Ende der Zeit der Ufernähe tauchte an der Wolfachlinie auf 2 km nachgewiesen ein Landstreifen auf; er zeigt noch die Reste der tertiären Verwitterung. Allenthalben darüber ausgebreitete feinere, mergelige Sedimente beweisen ein Tieferwerden des Meeres, doch sind zunächst noch sehr starke Schwankungen in der Wasserbewegung vorhanden; es waren Ausläufer des Schliermeeres. Darauf folgte die ruhige Zeit eines etwas tieferen Meeres, dessen Wasser in unserem Gebiet brackisch war (Kirchberger Schichten des Mittelmiozän), wohl ebenfalls ein Teil des Schliermeeres.

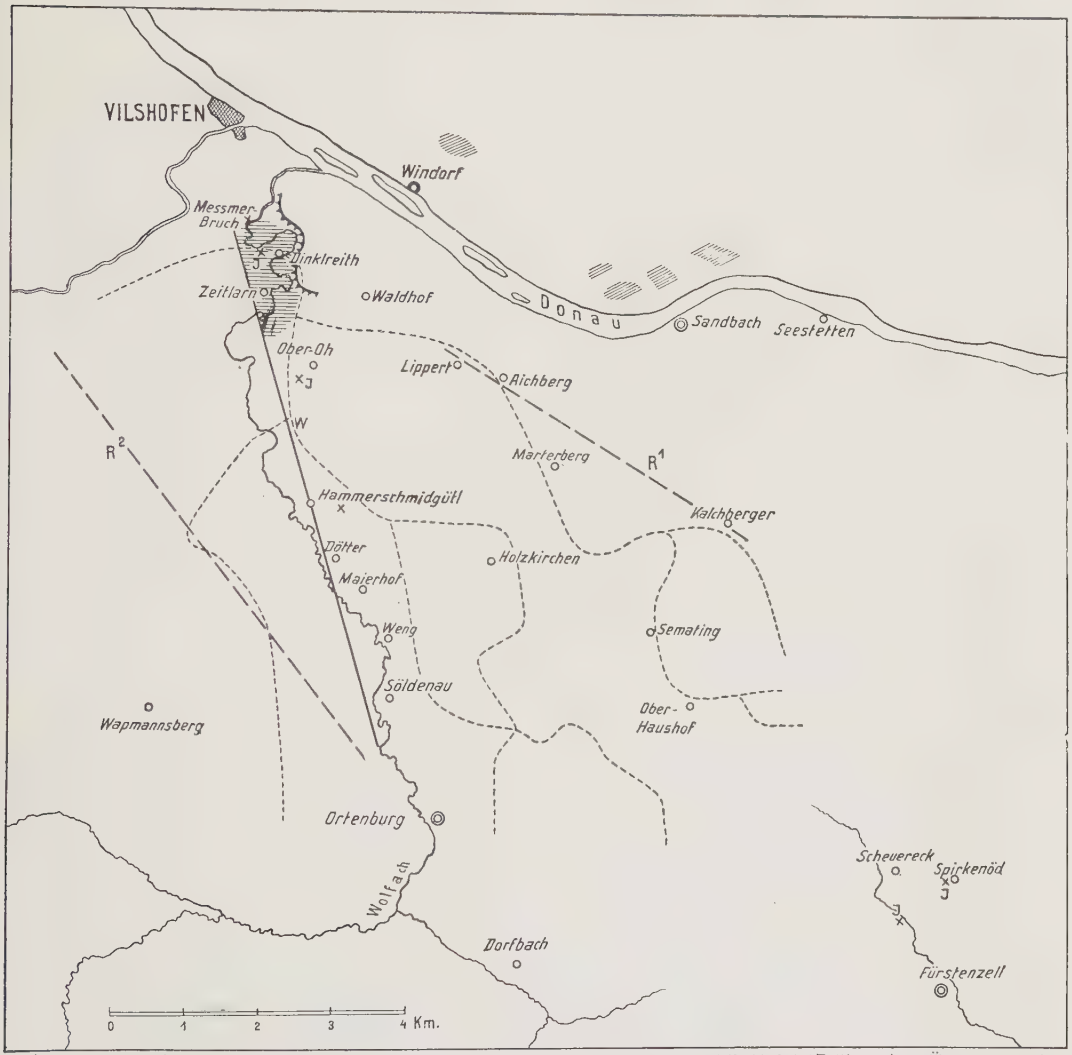


Abb. 14. Skizze 1 : 100 000.

4. Pliozäner Quarzschotter. Vom Ende des Obermiozän ab wurde dieser Schotter von Westen her, wo verschiedene entsprechende Flußläufe im Tertiärland zu erkennen sind, in das Gebiet gebracht. Bei der Tieferlegung bildeten sich hier zunächst die von den härteren Gesteinen des Waldes nach SO. abgelenkten Flußrinnen (Abb. 15); dann beschränkten die Wassermassen ihren Lauf allmählich auf

den Bereich der heutigen Donau, wo sie das Bett bis auf 40 m über den heutigen Spiegel vertieften. Ein nun auftretender neuer Schotter (siehe Skizze) zwischen 350 und 342 m Meereshöhe zeigt einen Zuwachs des bisherigen Strombereiches an. Es folgte die Tieferlegung der Rinne im Diluvium. Der Quarzschotter ist ein Restschotter, im wesentlichen entstanden aus der Umlagerung der westlichen Obermiozän-Schichten.

5. Löß. Nach der agronomischen Einteilung wurde u. a. auf Grund des Normalprofils eine genetische Gruppierung des Materials versucht. Von den verschiedenen näher untersuchten Lößtypen war der bindigste Typus I am verbreitetsten. In Verbindung mit dem Kalkgehalt muß daraus auf einen bedeutenden Transport geschlossen werden, der von W. oder S. kam. An die Donau ist eine sandige Fazies gebunden.

6. Lagerungsstörungen. Diese sind im kristallinen Gebiet wesentlich durch die Intrusion des mächtigen südwestlichen Granitstocks bedingt. Die späteren Bewegungen haben das Massiv als Ganzes betroffen, aber ihre Wirkungen spiegeln sich in sehr zahlreichen Zermalmungen und Ruschelzonen wieder. Im SO. ist wahrscheinlich zu Beginn des Miozän eine spitze Scholle eingebrochen, im N. von der Randspalte (R_1), im W. von der Wolfachlinie (W) begrenzt; an der Spitze (Depression von Zeitlarn; siehe die Skizze) ist sie 40 m tiefer eingesunken und von O. randlich überschoben. Westlich der Wolfach wird eine spätere Randspalte (R_2) vermutet.

Bemerkungen zur geologischen Karte des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern.

Bei der Ausarbeitung der geologischen und im gewissen Sinne bodenkundlichen Karte dieses Gebietes in 1 : 25 000 wurden Aufnahms- und Untersuchungsmethoden angewendet, welche nach Art und Umfang von den sonst üblichen in mancher Hinsicht wesentlich abweichen. Sie wurden sowohl durch die Notwendigkeit einer möglichst genauen geologischen Kartierung in einem etwas neuartigen Gebiet, als ganz besonders durch die Absicht bedingt, der Karte einen möglichst praktischen Wert zu geben. Es mögen daher einige Bemerkungen zur Art der Aufnahme, wie zur Benützung der Karte gemacht werden, welche das Verständnis der Karte erhöhen, die Vermittlung der in ihr verzeichneten Angaben für die landwirtschaftliche Praxis erleichtern sollen.

1. Über die Arbeitsmethoden im Feld.

In der überaus aufschlußarmen Gegend war bei der Aufnahme naturgemäß der Hammer weit seltener in Gebrauch als Bohrstock und Erdbohrer. Die Grundlage für die Karte bildete der Schluß von dem Verwitterungsboden auf das Gestein, aus welchem jener hervorging. Speziell im Tertiärgebiet, wo die Lesestücke von nicht zerfallenem Gestein fehlen, kann oft nur durch Bohrung in die weniger verwitterten Schichten Klarheit geschaffen werden; ganz besonders gilt das, wenn der Verwitterungsboden etwa durch Vermischung nicht charakteristisch genug erscheint. Dabei genügte jedoch in der Regel schon eine Bohrtiefe von 1 m. 2 m-Bohrungen waren nur sehr selten nötig; sie konnten auf eine ganz kleine Zahl reduziert werden; dadurch wurden nicht nur die Kosten, sondern auch der Zeitaufwand bedeutend verringert. Wohl wären zahlreichere Bohrungen auf größere Tiefe für praktische Zwecke von bedeutendem Wert; doch muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß die beabsichtigte Karte in erster Linie geologische Zwecke verfolgt und die agronomischen Daten nur so weit berücksichtigt, als sie für eine bodenkundliche Übersicht auf einer Karte 1 : 25 000 unterzubringen waren.

Durch diese Art der Aufnahme wird eine genauere Verfolgung der petrographisch-bodenkundlichen Verhältnisse möglich;[1]) doch sind damit natürlich noch lange nicht alle Unsicherheiten für die Kartierung verschwunden. So ist es im Tertiärgebiet sehr schwer, nach der petrographischen Beschaffenheit der Ablagerungen die unscharfe Grenze zwischen den alluvialen Letten und den mehr oder weniger verwaschenen Letten- und Mergelgebilden des Mittelmiozäns zu finden. Diese Schwierigkeit tritt vor allem im SW. und SO. des Gebietes hervor. An einzelnen kleinen Stellen, wo die Schichten und Böden außerordentlich wechseln, wie im SO. auf den Wiesen und Ackerflächen westlich und südlich von Schmelz, oder auch südöstlich vom Hilkinger mußte schematisch verfahren werden.

Hindernisse stellten sich der genauen Aufnahme auch an jenen Gehängen entgegen, wo die Neigung groß genug ist, daß sich eine Gehängebewegung der oberflächlichen Verwitterungsprodukte von etwas größerem Ausmaß entwickeln konnte. Es traten dadurch Mischungen der Verwitterungsprodukte verschiedener Sedimente ein, welche untergeordnet zwar auch sonst in der Regel vorhanden sind, hier aber, weil praktisch von besonderer Bedeutung zu berücksichtigen wären. Da die Ermittlung des jeweiligen Ausmaßes dieser Mischung durch Bohrung sehr schwer und zeitraubend gewesen wäre, wurde sie unterlassen. Es konnte das deshalb geschehen, weil es sich hier um allgemeine Erscheinungen handelt, die derjenige, welcher die Karte liest, immer berücksichtigen muß. Nur von einer speziellen Bodenkarte kann die Feststellung der lokal über den Einfluß der Gehängeneigung hinausgehenden oder zurückbleibenden Gehängebewegung und Mischung gefordert werden.

Bei dieser Mischung ist es aber andererseits nicht möglich gewesen, in den Tertiärsedimenten die verschiedenen, meist rasch abwechselnden Lagen von feinem Sand, Mergel und Letten im Boden zu verfolgen oder darzustellen. Man muß sich hier mit der Ausscheidung der großen Bodenkomplexe begnügen, welche das Vorherrschen einzelner Bestandteile, etwa des Sandes, im Sediment auf große Entfernung und auf größere Mächtigkeit wiederspiegeln.

Auch andere allgemeine Momente, welche zwar bei der Aufnahme beobachtet, aber nicht eingehend genug verfolgt werden konnten, um sie kartographisch darzustellen, seien kurz erwähnt. Die allgemeine Erscheinung, daß in den Niederungen, vor allem in denen, welche häufig oder immer von Wasser durchtränkt sind, der Boden meist lettiger, schwerer ist, die Eisenverbindungen, wie das die grauen oder blauen Farben andeuten, in Oxydulform vorliegen, durch Auslaugung in der Regel Kalkarmut herrscht, Humusstoffe angereichert sind, dürfte mehr oder weniger bekannt sein. Aber auch die stärkere Zersetzung des helleren Waldbodens, die Häufigkeit von Humus- bzw. Eisenortstein u. s. w. müssen berücksichtigt werden.

Bei den gegebenen klimatischen Verhältnissen treten an den Verwitterungsprodukten dann gewisse örtliche Bedingungen regelmäßig auf. So wird durch größere oder geringere Abschwemmung feinster Teile bei steiler geneigter Oberfläche der Boden des gleichen Gebiets im gleichen Verwitterungsstadium sandiger, auch nährstoffärmer sein, als bei ebener oder gar muldenförmiger Oberfläche. Doch scheinen nach Beobachtungen an recht zahlreichen Stellen öfter Ausnahmen vorzuliegen, hauptsächlich bei den Böden, welche auf der ebenen Oberfläche höherer, den Atmosphärilien besonders ausgesetzter Kuppen entstanden sind und liegen. Es scheint öfter, als ob die Regel maßgebend wäre, daß an solchen Stellen die Böden physikalisch „extremer" werden, d. h., daß entweder der Tongehalt stark zunimmt oder der Gehalt an Sand, event. Grand. An Lößböden wurde der erste Fall häufig beobachtet (z. B. N. von Edhof), an Granitböden noch häufiger der zweite Fall, so auf den Höhen im Nordosten.

2. Über die Untersuchungsmethoden im Laboratorium.

Die Arbeiten im Laboratorium waren ebenfalls dem Gesichtspunkt einer möglichst brauchbaren bodenkundlichen Übersichtsaufnahme anzupassen. Dabei wurden die Methoden angewendet, welche im landwirtschaftlichen Laboratorium der K. Technischen Hochschule München zur Bestimmung der Böden im Gebrauch sind. Ausgehend von der Beobachtung der äußerlich erkennbaren Merkmale des Bodenmaterials wird dasselbe näheren Bestimmungen, zunächst der mechanischen Analyse, unterzogen. Die bei dieser gewonnenen Sortimente der Korngrößen werden mikroskopisch auf die vorhandenen Mineralien und auf deren ungefähres prozentuales Verhältnis untersucht. Dazu kommen Bestimmungen von Kalk und nötigenfalls weitere chemische Besstimmungen, besonders von Ton. Die Daten, welche eine vollständige systematische chemische Untersuchung liefert, sind für den

[1]) Der Versuch, die ermittelten petrographischen Verhältnisse des näheren geologisch zu deuten, stellt neue Fragen, welche in der Regel zunächst noch in keiner Weise zu lösen sind.

praktischen Zweck der Bodenbestimmung nicht schlechthin brauchbar. Denn die Bauschanalyse lehrt zwar z. B. die Mengen der vorhandenen Elemente kennen, sie sagt aber nicht, was vor allem interessiert, in welcher Form (Verbindung, Mischung) diese vorhanden sind. Unentbehrlich ist dagegen die mikroskopische Analyse, welche bei allen nicht zu kleinen Teilchen nicht nur eine Übersicht über die vorhandenen Elemente, sondern auch über die Art ihres Auftretens gibt, indem sie die ungefähre Zahl der Mineralien bekannter Zusammensetzung und deren ungefähren Zersetzungsgrad aufweisen kann. Zur Bewertung der sehr häufigen in verschiedenen Typen vorliegenden Konkretionen, zur Berücksichtigung der feinsten Teilchen, wie der auch in geringen Mengen wirtschaftlich wichtigen Bestandteile (Nährstoffgehalte) müssen dann allerdings noch chemische Untersuchungen, diesen speziellen Zwecken angepaßt, hinzutreten.

Ähnlich wurde auch bei der physikalischen Untersuchung der Gedanke in den Vordergrund gestellt, daß bei der ersten geologischen Bearbeitung zur Gewinnung eines Überblicks über die Böden nur Methoden geeignet sind, welche viel Material in kurzer Zeit bewältigen lassen, was auf Kosten einer zunächst unwesentlichen größeren Genauigkeit geschehen kann. Dazu ist für die mechanische Analyse der von Kopecky angegebene Apparat besonders geeignet; er liefert die Prozentzahlen der hydraulischen Werte und ermöglicht die genauere mikroskopische Untersuchung der Bestandteile des Bodenskeletts wie der schlämmbaren Sedimente. Die feinsten Teilchen können ja auch hier event. quantitativ gewonnen werden. Weitere physikalische Bodenuntersuchungen kommen für den vorliegenden Zweck nicht in Betracht.

Bei der Benennung der Böden war scharf zu trennen zwischen der geologischen Bezeichnung, welche oft nur nach der Entstehungsart oder Zeit gewählt wird, und der bodenkundlichen (agronomischen), welche die Beschaffenheit der betreffenden Probe angibt. Unter „Löß“ verstehen wir z. B. eine Bildung von ganz bestimmter Geschichte, eine Bildung, die sich allerdings primär auch mit der petrographischen Bezeichnung eines kalkreichen, sehr staubsandigen und porösen Materials deckt; petrographisch sind bereits hier am unveränderten geologischen „Löß“ sehr wesentliche Modifikationen zu verzeichnen, welche aber meist noch agronomisch „Löß“ genannt werden. Steigern sich diese Unterschiede durch sekundäre Prozesse der Auslaugung, Verschlämmung oder geringeren Umlagerung, so haben wir immer noch geologisch einen Löß vor uns, der agronomisch längst kein „Löß“ mehr ist, sondern ein lehmiger Sand oder sandiger Lehm u. s. w.

3. Verwendung der Aufnahme für spezielle Bodenkarten.

Die Unterschiede, welche den Begriff der Bodenkarte von der hier beabsichtigten, mit der geologischen Aufnahme Hand in Hand gehenden bodenkundlichen Übersichtskarte scharf abtrennen, sind mehrfach betont worden. Sie lassen die Frage entstehen, wie weit außer der Übersicht für eine in gewissen Gebieten event. später erfolgende bodenkundliche Spezialaufnahme vorgearbeitet werden kann. Dazu ist zu bemerken, daß hiefür all die zahlreichen, an Ort und Stelle vornehmlich durch Bohrungen gewonnenen Daten über die Beschaffenheit der Böden eine wesentliche Erleichterung sind, wenn sie bei den Uraufnahmen in entsprechender Weise eingetragen werden. Dies kann natürlich nicht auf dem Maßstab 1 : 25 000 geschehen; dazu kommen die Katasterblätter 1 : 5000 in Anwendung, die auch zu den Uraufnahmen der K. B. geognostischen Landesuntersuchung benützt werden. Dabei wurden jedoch nur an den Stellen Eintragungen gemacht, wo der Aufnehmende war; alle anderen Strecken dazwischen wurden frei gelassen; denn nur so kann demjenigen, der sich über die tatsächlich an verschiedenen Punkten vorliegenden Böden orientieren will, ein einwandfreies Material übergeben werden. Das Netz der Begehungen wurde so eng gehalten, als die Zwecke der geologischen Aufnahme und der bodenkundlichen Übersicht erforderten. Abgrenzungen der verschiedenen Bodenarten nach der Seite oder Tiefe zu konnten aber schon in den einfachsten Gebieten nicht gegeben werden, denn sie sind zunächst noch vornehmlich von wirtschaftlicher Bedeutung und wären daher, was in einem so großen Gebiet nicht möglich, auf wenige Meter genau festzulegen. Solche Arbeit kann aber wiederum von einer Übersichtskarte im bodenkundlichen Sinne nicht verlangt werden. Es ist selbstverständlich nicht nötig, daß alle 16 aufgenommenen Katasterblätter veröffentlicht werden, denn für spezielle Zwecke können die in ihnen verzeichneten Angaben eingesehen werden.[1])

Ein entsprechend mit den Böden vertrauter Geologe kann die praktische Brauchbarkeit der geologischen Aufnahme im Flachland durch Berücksichtigung der Böden in der angeführten Art

[1]) Die Katasterblätter sind in der bodenkundlichen Sammlung der landwirtschaftlichen Abteilung der K. Technischen Hochschule München aufbewahrt.

erhöhen. Zu einer ganz ähnlichen Berücksichtigung wird er ja durch die Armut an genügenden Aufschlüssen veranlaßt. Zur Anwendung der beigebrachten Daten in wirtschaftlicher Beziehung und zu den hiezu erforderlichen Ergänzungen wird ein bodenkundlich besonders ausgebildeter Land- bzw. Forstwirt die Vermittlerrolle mit der Praxis zu übernehmen haben.

4. Zur Ausführung der Karte.

Vorliegende Karte kann als Darstellung der ungefähren petrographischen Verhältnisse der jüngeren bodenbildenden Sedimente angesehen werden. Denn dadurch, daß hier die hauptsächlichen Verwitterungsböden mit Signaturen angedeutet wurden, ist schon ein gewisser Schluß von diesen auf das unterliegende Sediment möglich. Zur Erreichung möglichster Einfachheit in der Darstellung wurde nur für die von dem Charakter des am häufigsten auftretenden Bodens (sandiger Lehm oder lehmiger Sand) stark abweichenden Bodentypen Signaturen verwendet; dabei konnten hier wegen ihrer sehr geringen Verbreitung die Tonböden außer Betracht kommen, dagegen wurden die ausgesprochenen Kies- und Sandböden mit Ringelung bzw. Punktierung angedeutet. Eine Übersicht über die Art der anderen Böden konnte durch eingeschriebene Symbole und Profil-Symbole gegeben werden. Diese vervollständigen einigermaßen das, was man auch einer geologischen Flachlandskarte ohne Bodensignaturen, aber auch mit Aufschlußzeichen entnehmen kann. Denn man darf in der Regel den normalen Verwitterungsboden einer Schicht dort erwarten, wo ihre geologische Farbe ohne Aufschlußzeichen eingetragen ist. Umfaßt aber ein geologisch einheitlich kolorierter Schichtkomplex Sedimente von größerer petrographischer Verschiedenheit — dies ist ja im Tertiärgebiet die Regel —, so muß hier eine Detaillierung der Angaben eintreten, sollen sie praktisch von einigem Werte sein.

Bezüglich aller weiteren Aufschlüsse, besonders auch über die Böden, muß auf die in den einzelnen Abschnitten der „Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau“ enthaltenden Angaben verwiesen werden.

Inhalts-Übersicht.

Seite

Vorwort 91
Einleitung; geographische Angaben 92

I. Teil.

Gesteins- und Formationsbeschreibung 93
1. Abschnitt. Die kristallinen Gesteine 93
Vorbemerkungen 93
1. Normaler feinkörniger Granit 94
Klüftung 95
Druckschieferung; Modifikationen des Granits 96
Ganggranit 96
2. Schlieriger Granit und injizierter Schiefer 97
3. Marmor 99
Lager bei Hausbach 99
Lager bei Wimhof 100
4. Granulit und Aplit 101
5. Sekundäre Prozesse 102
Chloritisierung 102
Quarzeinlagerungen; Kaolinisierung; Verwitterung 105
Kurze Zusammenfassung 107
2. Abschnitt. Jura 108
3. Abschnitt. Die Kreide 109
4. Abschnitt. Tertiär 110
1. Das marine Miozän 110
Abrasionsfläche 110
Die Sedimente 112

Seite

Das Profil an der Wolfach; Bank c 113
Verbreitung; bei Fürstenzell; Alter . . . . . 115—117
2. Die Sedimente des Mittelmiozän 117
a) Übergangsbildungen 117
Schlier 118
b) Die Absätze des Brackwassers 119
Die Sedimente; Kalkkonkretionen 119
Verbreitung; Fauna 121
Äquivalente 122
Herkunft des Kalkgehalts 123
c) Die Böden der brackischen Sedimente 124
Habitus; mikroskopische Untersuchung . . . . . 124—127
3. Der altpliozäne Quarzschotter 128
Bestandteile; Korngröße . . . . . 128—129
Sekundäre Veränderungen: Auslaugung, Kieselkonglomerat . . . . . 129—130
Ortstein; Verbreitung, organische Einschlüsse 130
Der Schotter, eine zusammengehörige Bildung 131
Höhenzüge der älteren Schichten unter dem Schotter 131
Tertiäre Flußläufe 132
Vergleich mit dem Oberlauf heutiger Flüsse; Herkunft der Schotter 133
Die obermiozänen Kieslager 134
Bildung des Donaudurchbruchs; Jüngerer Schotter 136
Zusammenfassung 138
5. Abschnitt. Quartär 138
1. Der Löß und die Lößböden 138
Agronomische Klassifikationen; Unterschied gegen genetische Einteilung . . . 140
Das typische Oberflächenprofil 143
Wichtigkeit der Umlagerung; Zusammenstellung der analysierten Böden . . . 144
Versuch einer genetischen Einteilung 144
Der primäre Löß; Unterscheidung von Typen 145
Resultate der mikroskopischen Untersuchung 146
Verbreitung und Herkunft des Lößes, die sandige Fazies im Donautal 149
Fossilien 150
2. Niederterrassenschotter 150
3. Alluvium 150

II. Teil.

Der geologische Aufbau des Gebietes 151
Überblick 151
1. Die Umrahmung des Senkungsfeldes 151
Im Norden; im Westen . . . . . 151—153
2. Das Senkungsfeld 153
a) Die Kalchberger Störungslinie 153
Kalchberger Bruch, Grundriß 154
Marterberg; Aichberg und Lippert 155
b) Die Wolfachlinie 156
c) Die Depression von Zeitlarn 157
Meßmer Bruch; Zeitlarner Jura . . . . . 157—158
Jura W. Dinklreith . . . . . 158—159
d) Die Struktur des Senkungsfeldes 159
3. Orographie und Tektonik 160
4. Die tektonischen Bewegungen 160
Rutschfläche im Meßmer Bruch 161
Alter der Bewegungen 162
Schluß. Kurze Zusammenfassung der Ergebnisse 162
Kartenskizze (Pliozäne Hauptflußläufe) 163
Bemerkungen zur geologischen Karte des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen 164

Lebenslauf.

Unterfertigter ist am 10. Juli 1889 zu Freising geboren als Sohn des damaligen Professors an der K. Akademie Weihenstephan, jetzigen ord. Professors an der K. Technischen Hochschule München, Geheimen Hofrats Dr. Carl Kraus und seiner Ehefrau Natalie geb. Herwig.

Nach Absolvierung des Maximilians-Gymnasiums München im Jahre 1908 studierte er an der K. Technischen Hochschule und Universität München Naturwissenschaften bei Ebert, Giesenhagen, Günther, Hofer, Lipp, Muthmann, Oebbeke und bei Boden, Broili, Dacqué, Doflein, v. Drygalski, v. Göbel, Goldschmidt, Gossner, v. Groth, Hegi, v. Hertwig, Leuchs, Maas, Rothpletz, Stromer von Reichenbach, Weinschenk.

Im Oktober 1911 legte er die Prüfung aus den beschreibenden Naturwissenschaften für das höhere Lehramt, im Jahre 1912 die Lehramtsprüfung aus Chemie ab. Als Zulassungsarbeit für letztere lieferte er eine größere Laboratoriumsarbeit über das Thema „Die Trennung des Magnesiums von den Alkalien".

Nach Ablegung dieser Prüfungen setzte Unterzeichneter die geologischen Studien im geologisch-paläontologischen Institut und im petrographischen Seminar der Universität München fort und arbeitete sich im bodenkundlichen Laboratorium der K. Technischen Hochschule in die bodenkundlichen Untersuchungsmethoden ein. Frühjahr 1913 begannen die Feldaufnahmen zu vorliegender Arbeit.

Ernst Kraus.

Druckfehler-Berichtigung.

Seite 97 5. Zeile von oben „faserigen“ soll heißen „faserig“.
„ 98 Anm. 2 „ab zu“ soll heißen „ab und zu“.
„ 100 5. Zeile von unten „grobblättrigen“ soll heißen „großblättrigem“.
„ 100 6. „ „ „ „Kalksilikatfelsen“ soll heißen „Kalksilikathornfelse“.
„ 110 12. „ „ „ „sie“ soll heißen „sich“.
„ 115 8. „ „ oben „Grabsande“ soll heißen „Grobsande“.
„ 115 27. „ „ „ „Anonia“ soll heißen „Anomia“.
„ 119 1. „ „ unten „wollig-wulstig“ soll heißen „wellig-wulstig“.
„ 120 18. „ „ oben „glimmerreiche, lettige Feinsande“ soll heißen „glimmerreichen, lettigen Feinsanden“.
„ 126 1. „ „ unten „Grüner“ soll heißen „Gruner“.
„ 130 20. „ „ oben „Flocken“ soll heißen „Flecken“.
„ 130 5. „ „ unten „an der Häufigkeit“ soll heißen „an die Häufigkeit“.
„ 131 21. „ „ oben „Ottenög“ soll heißen „Ottenöd“.
„ 134 23. „ „ „ „Verrucane“ soll heißen „Verrucano“.
„ 134 13. „ „ unten „ung“ soll heißen „und“.
„ 137 10. „ „ „ „Caillontis“ soll heißen „Cailloutis“.
„ 140 12. „ „ oben „nach ziemlich rohen“ soll heißen „noch ziemlich roher“.
„ 140 21. „ „ „ „waren“ soll heißen „war“.
„ 144 Rubrik: Fundort „Bemmating“ soll heißen „Kemmating“.
„ 155 4. Zeile von oben „roten Fallzeichen“ soll heißen „Fallzeichen“.
„ 159 5. „ „ unten „Abb. 16“ soll heißen „Abb. 6“.
„ 160 19. „ „ „ „NNW“ soll heißen „WNW“.
„ 163 1. „ „ „ „Abb. 15“ soll heißen „Abb. 14“.

Die Anregung zu dieser Arbeit gab Herr Professor Dr. A. Rothpletz. Allen Herren, die mir ihre Durchführung erleichterten, erlaube ich mir ergebenst zu danken. Besonderen Dank bin ich meinen hochverehrten Lehrern, den Herren Professoren Dr. A. Rothpletz, Dr. Fr. Broili und Dr. E. Weinschenk schuldig, sowie meinem Vater, Herrn Geh. Hofrat Professor Dr. C. Kraus, der mich im landwirtschaftlichen Laboratorium der K. Technischen Hochschule München in die bodenkundlichen Bestimmungsmethoden einführte. Zwar wurde die Arbeit noch vor Beginn des Krieges abgeschlossen; doch trägt auch sie die Spuren der friedlosen Zeit, da der Verfasser mit Kriegsbeginn einrückte und nicht im Stande war, die Drucklegung selbst vorzubereiten. Für die Übernahme dieser mühevollen Arbeit sage ich auch an dieser Stelle dem Herausgeber der Geognostischen Jahreshefte, Herrn Oberbergrat Dr. O. M. Reis, und Herrn Dr. H. Arndt verbindlichsten Dank.

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETS ZWISCHEN ORTENBURG UND VILSHOFEN IN NIEDERBAYERN

VON DR. ERNST KRAUS, MÜNCHEN.

Farben- und Zeichen-Erklärung.

Alluvium.	a
Talböden vorzugsweise alluvialen Alters.	a(b)
Gehängeschutt; die jeweilige Farbe bedeutet das Unterliegende.	
Niederterrassenschotter.	d²
Löss.	d¹
Jüngerer Quarzschotter, Pliozän.	tp
Quarzschotter des obersten Obermiozän oder des Altpliozän.	tms
Übergangsschichten und brackisches Mittelmiozän „Kirchberger Schichten".	tmb
oberes Untermiozän, unteres Mittelmiozän „Meeressand v. Ortenburg".	tma
obere Kreide, Turon und Senon.	c
Mittlerer Malm, Stufe der Oppelia tenuilobata „Söldenauer Schichten".	j3b
Unterer Malm α u. β, Transversariusstufe und Kieselnierenkalk. „Ortenburger Schichten".	j3a
Dogger	j²
Injizierte Schiefer.	gn
Schlierige Randzone des Granits. qu Quarzeinlagerung.	qu grr
Kaolinisiertes Gestein	Ka
Normaler Biotitgranit.	gr
Grössere Aplitstöcke.	
Marmor	m
ausgesprochener Sandboden.	
ausgesprochener Kiesboden.	
anmooriger und sehr anmooriger Boden	
anstehendes Gestein.	
nachgewiesene bzw. vermutete Verwerfung. die Schicht fällt 50° nach SO.	50°

13 V Stellen der Entnahme von Bodenproben.

St = steinig, M = Mergel, ♀ = Lehm, l = Letten, K = Kies, gr = Grand, S = Grobsand, s = Feinsand, ev. Sand im allgemeinen, ss = Staubsand, gl = glimmerhaltig, h = humushaltig, Fe = eisenschüssig.

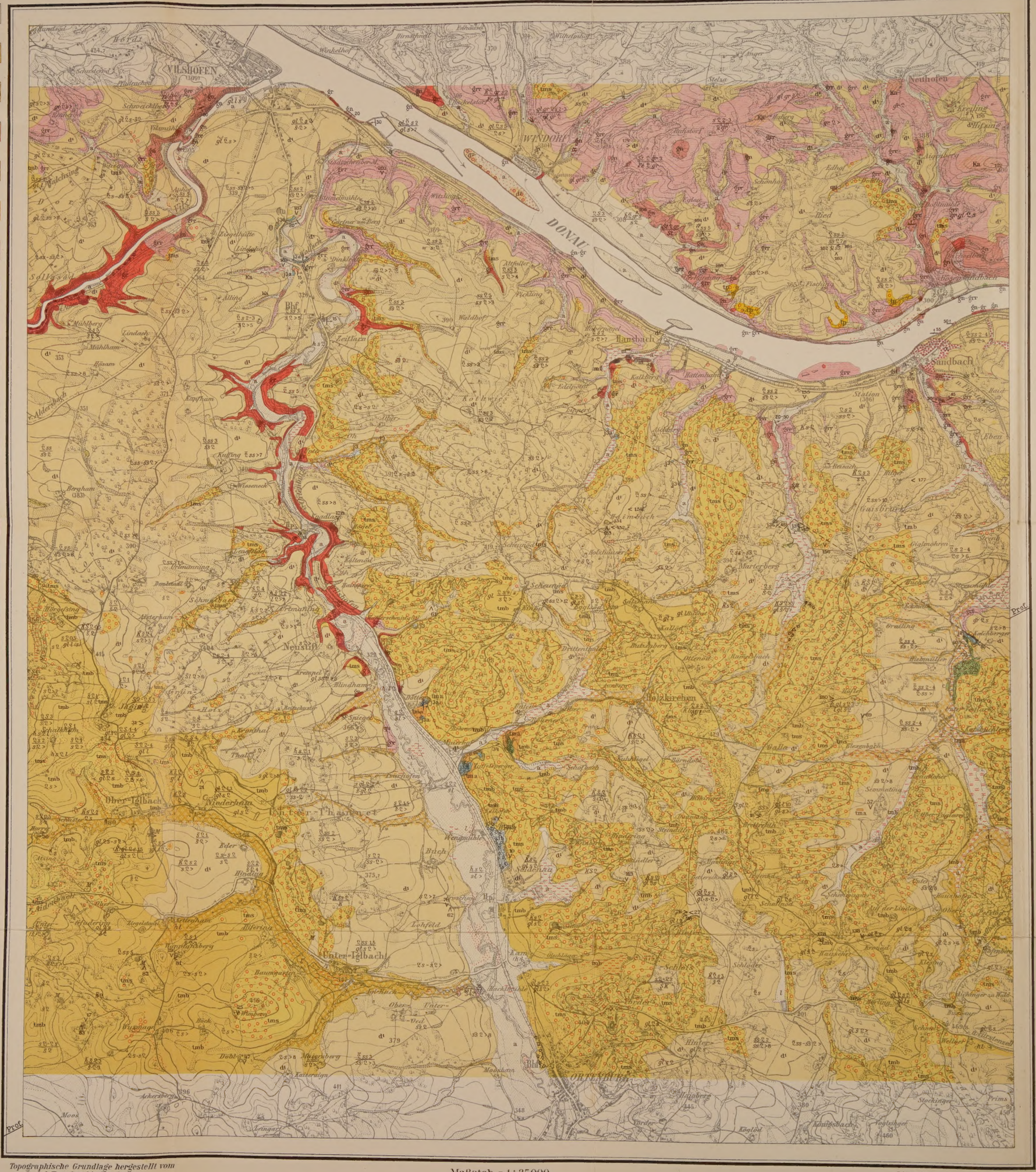
h♀s3 / s♀> = Bodenprofil: humushaltiger lehmiger Sand liegt 3 dm mächtig auf sandigem Lehm, der nicht durchbohrt wurde (meist höchstens 1 m tief). Die Zahlen bedeuten daher Mächtigkeit in dm.

> = „soweit gebohrt wurde".

¯ bzw. ˘ auf einem Buchstaben bedeutet „stark" bzw. „schwach", also: h̄ = schwach humushaltig, ♀̄ = stark lehmig.

· zwischen zwei Buchstaben soll Unausgeglichenheit des Bodens andeuten.

s·♀ also = unausgeglichener sandiger Lehm.



Topographische Grundlage hergestellt vom k. b. Topographischen Bureau.

Maßstab = 1:25000

0 500 1000 2000 3000 4000 Meter

Abstand der Höhenlinien 10 m

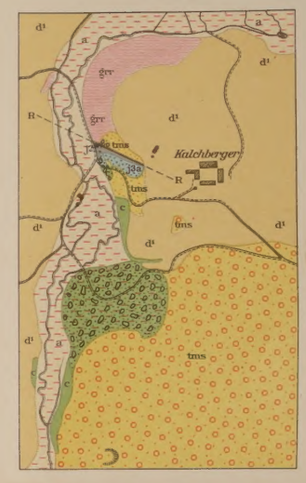
Lithographie und Druck von Piloty & Loehle München.

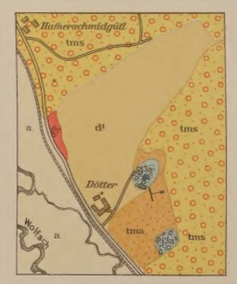
Hauptprofil durch das Gebiet, Str N 62° O, 1 × überhöht.

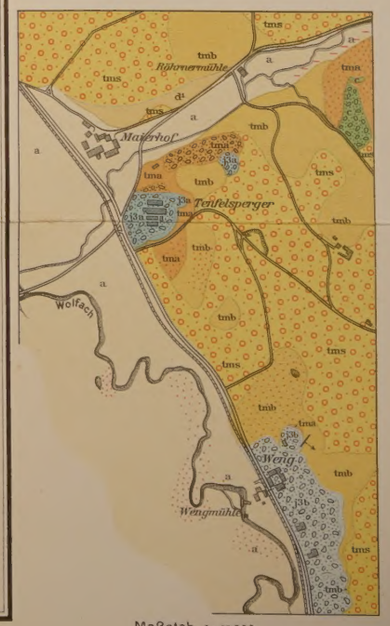
Längen 1:25000 Höhen 1:12500

Zu den vergrösserten Kartenausschnitten.

Hinsichtlich der besonders in den Vergrößerungsausschnitten auffälligen Unregelmäßigkeiten der Aneinanderlagerung von tms, tma und tmb wird im Geogn. Jahresh. 1915 S. 132 dargelegt, daß allem Anschein nach Einnagungen an der Grenze von tma und tmb durch tms stattgefunden haben. Das Bild derartiger Unregelmäßigkeiten mischt sich mit Gehängebewegungen und der Massenwanderung des groben Quarzes von tms, so daß z. B. tms unter tma und tmb zu liegen scheint. Es ist hier dennoch bei Beurteilung des Bildes stets im Auge zu halten, daß im Großen und Ganzen die drei tertiären Formationsglieder horizontal übereinander liegen.







Maßstab 1:10000